

LEITFÄDEN FÜR DIE AUSBILDUNG
IM DEUTSCHEN WETTERDIENST

NR. 7

Das Wetterradar

Bearbeitet von Günter Olbrück

Offenbach am Main 1975
Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes

Herausgeber und Verlag:

Deutscher Wetterdienst, Zentralamt, 6050 Offenbach a. M., Frankfurter Straße 135.

Der Nachdruck, die photomechanische Wiedergabe oder eine sonstige Vervielfältigung dieses Leitfadens ist (auch auszugsweise) nur mit schriftlicher Genehmigung des Verlages gestattet.

LEITFÄDEN FÜR DIE AUSBILDUNG
IM DEUTSCHEN WETTERDIENST

NR. 7

Das Wetterradar

Bearbeitet von Günter Olbrück

Offenbach am Main 1975

Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes

Inhalt

	Seite
1 Einführung in die Radarmeteorologie	3
1.1 Anforderungen an die operative Radarmeteorologie	3
1.2 Die Güte der Radarprognose	3
1.3 Die Wahrscheinlichkeit der Bestimmung	3
2 Prinzip der Radarmessung	4
2.1 Die Radargleichung	4
2.2 Das Rückstrahlvolumen	7
2.3 Die Z-R-Beziehung und die Niederschlagsmessung	7
2.4 Die Niederschlagsrückstreuung	10
2.5 Die Streckendämpfung	10
2.6 Die Niederschlagsdämpfung	11
3 Die troposphärische Funkstrahlausbreitung	14
3.1 Die Erdkrümmung	14
3.2 Die Brechung	15
3.3 Der Gradient des Brechungswertes dN/dH	17
4 Die Meßgenauigkeit der Wetterradargeräte	18
4.1 Die Entfernungsauflösung	18
4.2 Die Winkelauflösung	18
5 Die Darstellungsarten des Wetterradars	20
5.1 Die Panorama-Anzeige oder PPI	20
5.1.1 Die Genauigkeit der Darstellung	20
5.2 Die Entfernungs-Höhen-Darstellung oder RHI	21
5.3 Die Entfernungs-Höhenwinkel-Darstellung oder REI	22
5.4 Die Laufzeit-Amplituden-Darstellung oder A/R-Scope	22
5.5 Die Bodenstörungseffekte (ground clutter)	22
6 Das Wetterradargerät	23
6.1 Das METEOR 200	23
6.1.1 Der Reflektor	24
6.1.2 Das PPI-, RHI-, REI-Sichtgerät	24
6.1.3 Die analytischen Hilfen des METEOR 200	26
6.1.4 Das Bedienfeld des Sichtgerätes	26
6.2 Das EEC WR 100-5	30
6.2.1 Der Reflektor	31
6.2.2 Die Bedienkonsole	31
6.2.3 Die analytischen Hilfen des EEC WR 100-5	34
6.2.4 Das Bedienfeld der Sichtgeräte	37
6.3 Wesentliche Daten der beiden Radargeräte	40
7 Das Niederschlagsbild	41
7.1 Der Flächenniederschlag	41
7.1.1 Die Warmfront	42
7.1.2 Der Warmsektor	42
7.1.3 Die Okklusion — Warmfronttyp	42
7.2 Der (konvektive) Zellenniederschlag	43
7.2.1 Die Kaltfront	43
7.2.2 Die Trogachse	44
7.2.3 Die Böenlinie	44
7.2.4 Der Schauer — Bewegung und Lebensdauer auf dem PPI	48
7.2.5 Das Gewitter	53
7.2.6 Die Okklusion — Kaltfronttyp	55
7.2.7 Der Kaltlufttropfen	56
8 Besondere Erscheinungen	56
8.1 Die Geisterechos	56
8.2 Die Null-Grad-Grenze	56
8.3 Die Hagelerkennung	57
9 Fragen zur Radarmeteorologie (Radartest)	59
Literatur	60

Anschrift des Bearbeiters:

Dr. G. Olbrück, Deutscher Wetterdienst — Seewetteramt,
2 Hamburg 4, Bernhard-Nocht-Straße 76

Vorwort

Der in den letzten Jahren erfolgte Ausbau des Wetterradarnetzes in der Bundesrepublik Deutschland legte den Wunsch nahe, im Anschluß an den ersten Radarlehrgang im Herbst 1974 in einem Leitfaden eine allgemein verwendbare Anweisung für den Gebrauch der Radargeräte – METEOR 200 und EEC WR 100-5 – und die Interpretation des Radarbildes zu geben.

An der bildlichen Gestaltung beteiligten sich in dankenswerter Weise durch Bereitstellung von Photomaterial: Herr Prof. G. HOFFMANN (Freie Universität Berlin), Herr Dr. W. ATTMANNSPACHER (Meteorologisches Observatorium Hohenpeißenberg), Herr G. MALKOWSKI (Lufthansa Bremen), Herr WITTMANN (Flugwetterwarte München), Herr BARTEL (Flugwetterwarte Bremen) und die Firma Gematronik. Die zeichnerischen Arbeiten wurden im wesentlichen durch Herrn LASS (Seewetteramt) ausgeführt.

1 Einführung in die Radarmeteorologie

Die Entwicklung des Radars von der Ortung von Schiffen und Flugzeugen bis zur Anzeige kleinerer Reflektoren wie Regentropfen ist die Geschichte einer Röhre, der Senderöhre, in der Fachsprache *Magnetron* genannt. Mit ihrer Hilfe wurde es möglich, die zur Erkennung der Niederschlagsgebiete erforderlichen hochfrequenten elektromagnetischen Wellen, die in kurzzeitig abgestrahlten Radarimpulsen ausgesendet werden, zu erzeugen.

1.1 Anforderungen an die operative Radarmeteorologie

Die Effektivität der im Deutschen Wetterdienst installierten Wetterradargeräte wird in dem Maße gesteigert, wie es gelingt, die Anforderungen an die operative Radarmeteorologie zu erfüllen. Hierzu gehören sowohl die richtige Bedienung der Geräte als auch die praxisnahe Auswertung der Radarechos auf dem Bildschirm für die dreidimensionale Wetteranalyse. Die rechte Deutung des Radarbildes verlangt jedoch die Kenntnis der physikalisch-technischen Grundlagen der Radarortung. Erst mit diesem Wissen ist es möglich, sinnvolle Anforderungen an die operative Radarmeteorologie unter Beachtung des jeweiligen Gerätetyps zu stellen.

Entsprechend dem jeweiligen Fachbereich lassen sich folgende Radarbeobachtungen durchführen:

Synoptische Meteorologie

- Lage und Umfang von konvektivem Niederschlag – Schauer, Gewitter, Kaltfronten, Instabilitätslinien wie Trogachsen und Konvergenzen im gradient-schwachen Druckfeld, Böenlinien;
- Lage, Art und Intensität von Niederschlägen – stratiformer oder konvektiver Niederschlag, Kalt- oder Warmfrontokklusion, Entwicklungszustand konvektiver Niederschlagszellen;
- Angaben über Richtung und Geschwindigkeit der Verlagerung von markanten Echos – Zellen- und Frontniederschlag;

Flugmeteorologie

- a), b) und c) sowie
- Höhe der Null-Grad-Grenze – Vereisungsbereich (6000 ft);
- Lage und Intensität von Turbulenzonen – Randbereich der Aufwindgebiete;
- Höhe der Niederschlagsgebiete, besonders von Cb – Hagelerkennung, Wahl des flight levels;
- Lage und Ausdehnung von für den Flugverkehr unfähigen Lufträumen – horizontal und vertikal;

Klimatologie

- h) horizontale Niederschlagsverteilung – Struktur-analyse, Gutachten (Foto).

Die Übermittlung der Radarbeobachtung hat sich der bekannten Kommunikationsmittel zu bedienen; hierzu gehören:

- Übermittlung der Information in codierter Form oder als Faksimilekarte in Form der Nephanalyse;
- telefonische Sofortinformation in Klartext – Warnungen (z. B. Gewitter) an AIR und MvD (falls räumlich getrennt);
- Darstellung von Information mittels Fernsehen auf Großflughäfen und benachbarten Kleinflughäfen – Flugplanung.

1.2 Die Güte der Radarprognose

Der Vorhersagezeitraum einer Radarprognose wird durch Faktoren wie Reichweite des Radargerätes, Niederschlagsart und Verlagerung des Niederschlagsgebietes bestimmt. Bei frontalen Niederschlägen ist die Vorhersage auf drei bis vier Stunden begrenzt, dem Zeitraum vom Auftreten des Niederschlags auf dem Radarschirm bis zum Erreichen der Radarstation. Kaltfrontniederschläge sind auf größere Entfernungen hin zu orten. Sie erreichen auf Grund ihrer schnelleren Verlagerung die Radarstation nach Ablauf des gleichen Zeitraums wie ein Aufgleitniederschlag, dessen Erfassungsreichweite geringer ist, der jedoch infolge der langsameren Verlagerung den gleichen Zeitraum bis zum Erreichen der Radarstation benötigt. Die Lebensdauer der konvektiven Zellenniederschläge auf dem Radarschirm reicht von wenigen Minuten bis zu mehreren Stunden. Entsprechend fehlerhaft kann die Vorhersage über das Auftreten konvektiver Niederschläge sein.

Auf Grund statistischer Untersuchungen läßt sich folgende Güte der Radarprognose nach Vorhersagezeitraum und zeitlicher Dauer des meteorologischen Ereignisses festlegen; hierin sind Flächen- und Zellenniederschläge gleichermaßen erfaßt.

Eintreffwahrscheinlichkeit:

a) Vorhersagezeitraum 3 Stunden	– 80 %
Vorhersage der zeitlichen Dauer	– 68 %
b) Vorhersagezeitraum 6 Stunden	– 60 %
Vorhersage der zeitlichen Dauer	– 45 %

1.3 Wahrscheinlichkeit der Bestimmung

Die Reichweite des Radargerätes ist in engem Zusammenhang mit der troposphärischen Funkstrahlabreitung und gerätetechnischen Parametern wie Aus-

gangsleistung, Impuls- und Wellenlänge zu sehen. Bezüglich der Hauptniederschlagsarten sind folgende Erfahrungswerte für die Reichweite gegeben.

a) Sprühtregen oder leichte Schneefälle	: 0 – 20 km
b) leichter Regen	: 50 – 70 km
c) starker Schneefall	: 70 – 100 km
d) starker Regen	: 120 – 150 km
e) sommerlicher Regenschauer	: 100 – 180 km
f) sommerliche Gewitter	: 180 – 240 km
g) Unwetter (schwere Gewitter)	: über 240 km

Hiernach ist die Wahrscheinlichkeit der Bestimmung der aufgeführten Niederschlagsarten wie folgt anzusetzen.

Wahrscheinlichkeit der Bestimmung in %:

Station	50 km	100 km	150 km	200 km	250 km	300 km
a) 90	—	—	—	—	—	—
b) 100	70	—	—	—	—	—
c) 100	95	15	10	—	—	—
d) 100	100	90	50	10	—	—
e) 100	100	95	65	30	15	—
f) 100	100	95	70	45	15	5
g) 100	100	100	100	85	40	5

Das vorliegende Zahlenmaterial bietet lediglich Richtwerte, die von Fall zu Fall überschritten, aber auch unterschritten werden. Die Ursachen hierbei sind so vielfältig, daß sie der Radarbeobachter kaum erkennt, geschweige denn einer quantitativen Beurteilung unterziehen könnte. Dennoch liegen die Vorteile der Radarbeobachtung auf der Hand, flächenmäßige Verteilung und Struktur von Niederschlägen sowie Nachtbeobachtung.

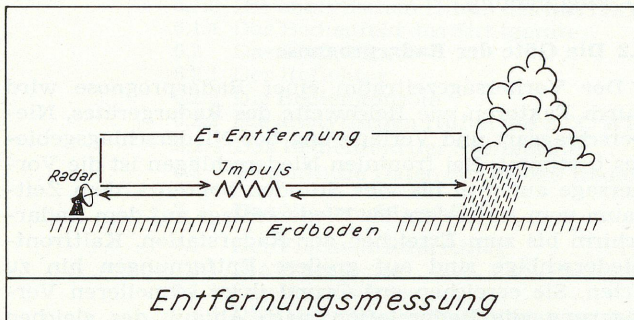


Abb. 1.

2 Das Prinzip der Radarmessung

Der Begriff RADAR stammt aus dem Englischen und ist eine Abkürzung von

Radio Detection and Ranging,

was soviel heißt wie Ortung und Entfernungsmessung (eines Zieles) mit Radiowellen, d. h. elektromagnetischen Wellen. Der physikalische Vorgang hierbei besteht darin, daß sich elektromagnetische Energie nahezu geradlinig als Welle mit Lichtgeschwindigkeit ($c = 300\,000\text{ km/s}$) ausbreitet. Die Ortung eines Zieles erfolgt durch Empfang der reflektierten Energie (Echo) aus der Richtung (Azimut), in die der Reflektor weist (Abb. 1). Da die Geschwindigkeit der elektromagnetischen Welle bekannt ist, ergibt sich die Entfernung des reflektierenden Zieles E aus einer Laufzeitmessung des kurzzeitig ausgestrahlten Energiepaketes oder Impulses. Ein Beispiel: Um den Weg von der Radarstation bis zu einem Schauer in 150 km Entfernung zurückzulegen, benötigt der Radarimpuls 0,0005 Sekunden. Die reflektierte Energie, die nach 0,001 Sekunden wieder bei der Empfangsantenne eintrifft, stammt folglich aus einer Entfernung von 150 km. Entfernung $E = \text{Lichtgeschwindigkeit } c \cdot \text{halbe Laufzeit } t/2$.

2.1 Die Radargleichung

Die meteorologische Interpretation des Radarbildes erfordert die Kenntnis der Größen, die bei dem Wetterradarverfahren beteiligt sind. Ohne das Verständnis der physikalischen Zusammenhänge bereitet die Auswertung des Radarbildes zweifellos Schwierigkeiten, die gelegentlich zu Fehlvorhersagen führen können.

Die Symbole der beim Radarverfahren beteiligten Größen sind:

\bar{P}_E : mittlere Leistung des Radarechos

P_A : Impulsspitzenleistung des Radarsenders

G : Antennengewinn

λ : Betriebswellenlänge der Radaranlage

Θ, Φ : horizontale und vertikale Breite des Radarstrahls (3 db)

h : räumliche Impulslänge

σ : Rückstrahlfläche

E : Entfernung des reflektierenden Niederschlags bzw. Zieles

Die allgemeine Form der Radargleichung lautet:

$$\bar{P}_E = \frac{P_A \cdot G^2 \cdot \lambda^2}{(4\pi)^3 \cdot E^4} \cdot \sigma \quad [1]$$

Die Rückstrahlfläche σ wird bei der Niederschlagsortung durch das Rückstrahlvolumen ersetzt.

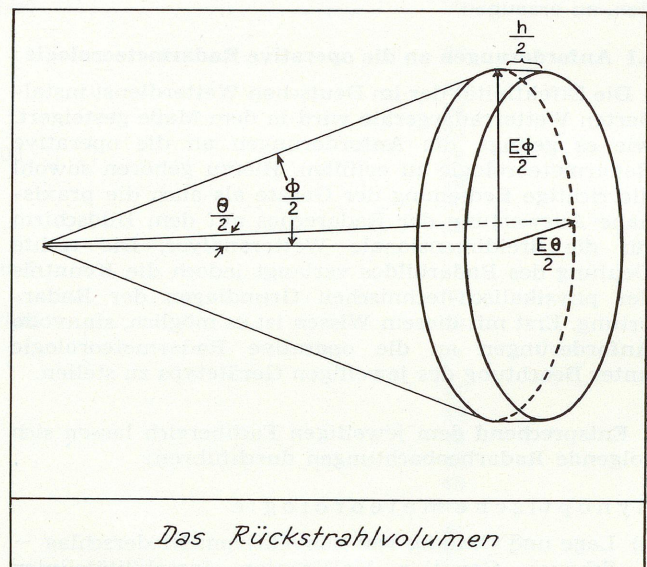


Abb. 2.

Das Rückstrahlvolumen $\Sigma \sigma_i$ enthält i Rückstrahlflächen, die in dem Strahlvolumen V enthalten sind. Das vom Radarstrahl ausgeleuchtete Volumen V ist das Produkt aus dem Strahlquerschnitt in der Entfernung E und der halben Impulslänge $h/2$ (Abb. 2). Der Strahlquerschnitt ist bei einer rotationssymmetrischen Strahlkeule ein Kreis mit der Fläche

$$(E \cdot \tan \frac{\Theta}{2})^2 \cdot \pi \approx E^2 \cdot \Theta^2 \cdot \frac{\pi}{4} ; \text{ bei elliptischen Strahl-}$$

keulen ist entsprechend nach $E^2 \cdot \Theta \cdot \Phi \cdot \frac{\pi}{4}$ zu unterteilen.

Bei einer homogenen Verteilung der Niederschlagspartikel im gesamten Rückstrahlvolumen ergibt sich somit aus einer Betrachtung der geometrischen Verhältnisse im Radarstrahl das Rückstrahlvolumen aus den Rückstrahlquerschnitten der Einzelelemente, und zwar der Rückstrahlflächen pro Strahlvolumen.

Da die Rückstrahlflächen der einzelnen Niederschlagsselemente im Strahlvolumen auf einer Tiefe von $h/2$ angeordnet sind, erfolgt in der Radarmeteorologie der Übergang von der flächenmäßigen zur räumlichen Betrachtungsweise des reflektierenden Zieles.

$$\Sigma \sigma_i \approx \frac{i \cdot \sigma}{V} \quad \text{wobei} \quad [2]$$

$$V \approx \frac{\pi}{4} \cdot E^2 \cdot \Theta^2 \cdot \frac{h}{2}$$

Die Halbwertsbreiten Θ und Φ sind definiert als Winkel zwischen den Linien oder Schenkeln, bis zu denen die ausgestrahlte Leistung auf den halben Wert des Maximums in der Strahlachse abgesunken ist. Hier-nach ist beispielsweise die wirksame Strahlbreite der rotationssymmetrischen Antennenkeule als Kegelmantel mit dem Öffnungswinkel Θ umschrieben (Abb. 3).

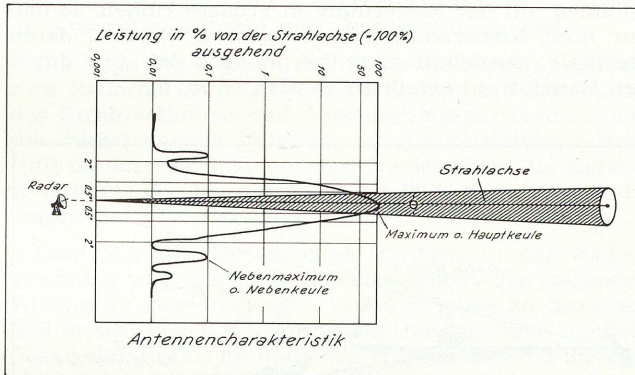


Abb. 3. Strahlkeule.

Die Tiefe des Rückstrahlvolumens ist mit $h/2$ anzusetzen, da die Radargleichung sich lediglich auf die zurückgestreute Energie bezieht, die die Empfangsantenne gleichzeitig erreicht. Das trifft jedoch nur für die ausgehenden Impulse der Länge h zu, die aus einer Entfernung $(E + h/2)$ zurückkehren. Sie treffen zeitgleich mit der reflektierten Energie durch Niederschlagsteilchen aus der Entfernung E an der Radarstation ein. Die Abb. 4 möge zur Veranschaulichung dieser Tatsache beitragen. Die aus der Impulsspitze (vordere Begrenzung des Wellenpaketes = ausgezogene Linie) zum Zeitpunkt t_1 reflektierte Energie vereinigt sich mit der aus dem Impulsende zum Zeitpunkt t_2 reflektierten Energie (gestrichelte Linie) und trifft mit ihr zusammen (ein Echo) an der Empfangsantenne ein.

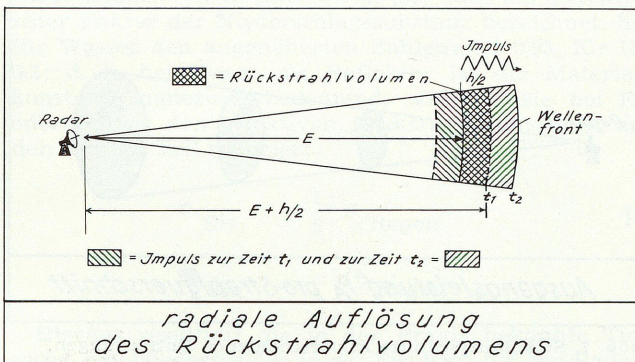


Abb. 4.

Ersetzen wir die Rückstrahlfläche σ in Gleichung [1] durch das Rückstrahlvolumen $\Sigma \sigma_i$ [2], so erhalten wir die Radargleichung für die Niederschlagsmessung.

$$\bar{P}_E = \frac{P_A \cdot G^2 \cdot \lambda^2 \cdot \Theta^2 \cdot h}{8^3 \cdot \pi^2 \cdot E^2} \Sigma \sigma_i \quad [3]$$

Im Unterschied zur allgemeinen Radargleichung [1] nimmt bei der Niederschlagsortung der Einfluß der Entfernung E von der 4. auf die 2. Potenz ab. Die Erklärung für diese Abnahme liegt in einer der Voraussetzungen von Gleichung [1] – die ausgestrahlte (Primärwelle) und reflektierte (Sekundärwelle) Energie nehmen nach dem aus der Optik bekannten Gesetz mit

dem Quadrat der Entfernung $(E_{\text{Prim}}^{-2} \cdot E_{\text{Sek}}^{-2})$ ab –, nach der die gesamte auftreffende Strahlung reflektiert wird. Durch den Niederschlag im Rückstreuervolumen erfolgt jedoch nur eine teilweise Reflexion.

Die sehr kurze Sendezeit, in der die Leistung P_A als hochfrequente elektromagnetische Energie oder Radarimpuls ausgestrahlt wird, entspricht der Impulsdauer τ .

Die räumliche Impulslänge h ist das Produkt aus Impulsdauer τ und Lichtgeschwindigkeit c , d. h. während des Zeitabschnittes τ breitet sich die elektromagnetische Welle mit Lichtgeschwindigkeit aus. Da die Sendezeiten jedoch zwischen $0,2$ und $3 \mu\text{s}$, also in Größenordnungen von 10^{-6} Sekunden liegen, erhalten die Impulse ungeachtet der hohen Ausbreitungsgeschwindigkeit nur Längen zwischen 60 und 900 Meter.

$$h = c \cdot \tau \quad [4]$$

Beispiel: für $\tau = 3 \mu\text{s}$ $h = 3 \cdot 10^5 \cdot 3 \cdot 10^{-6} \frac{\text{km}}{\text{s}} \cdot \text{s}$
 $h = 0,9 \text{ km oder } 900 \text{ m}$

Aus einem Vergleich der Impulsdauer mit der Laufzeit ergibt sich, daß die Impulsdauer wesentlich kürzer als die Laufzeit ausfällt. Diese Zeitdifferenz ist eine notwendige Forderung, damit die einzelnen reflektierten Impulse voneinander getrennt aufgenommen werden können. Die Sendepause zwischen zwei ausgehenden Impulsen muß folglich größer sein als die Laufzeit, in der der Impuls die Strecke Radar–Ziel–Radar zurücklegt.

Die Bedeutung der Impulslänge für die Ortung meteorologischer Ziele ergibt sich aus folgenden Überlegungen. Ein langer Impuls enthält mehr elektromagnetische Energie und trägt somit Energieverluste bei der Ausbreitung eher als ein kurzer Impuls, d. h. er bringt auch aus größeren Entfernungen noch ein Echo, das oberhalb der Empfindlichkeitsschwelle des Radargerätes liegt und folglich verstärkt werden kann. Dem Vorteil der größeren Impulslänge steht jedoch eine geringere Auflösung der reflektierenden Ziele gegenüber. Manche Radargeräte arbeiten daher wahlweise mit einem kurzen oder einem langen Impuls.

Die Radarmessung des Niederschlags ist ein statistisches Ereignis, da von Impuls zu Impuls eine unterschiedliche Reflexion erfolgt. Diese Schwankungen oder Szintillationen in der Echoleistung sind bedingt durch Schwankungen der Partikelkonzentration und Anordnung der Niederschlagsteilchen innerhalb des Niederschlagsvolumens infolge von Turbulenz. Nach BREUER (10) sind mindestens $120 (\pm 1 \text{ db})$ unabhängige Einzelpunktmessungen zur Erreichung einer statistischen Genauigkeit von 95% der wahren Rückstreuung erforderlich. Um daher einen statistisch repräsentativen Meßwert zu erhalten, müßten viele hundert reflektierte Impulse aus einer Richtung gemittelt werden. Bei der allgemeinen Antennen-Umdrehungsgeschwindigkeit von 5 Umdrehungen pro Minute ist eine solche Forderung jedoch nicht zu verwirklichen, so daß die empfangene Reflexionsenergie jeweils in Prozent der wahren Echointensität gesehen werden muß.

Die Empfangsleistung \bar{P}_E oder die mittlere empfangene Eholeistung ist das Mittel aller Impulse aus einer festen Empfangsrichtung. Die Pulsfolgefrequenz pps (pulse per second) oder prf (pulse repetition frequency) eines Radargerätes ist mithin eine wesentliche Angabe zur Einschätzung der Empfangsleistung entsprechend der Antennenbewegung. Bei arretierter Antenne wird beispielsweise die gesamte Pulsfolge einer Sekunde in die gleiche Richtung gesendet.

Die Empfängerempfindlichkeit ist die untere Grenze, bis zu der die reflektierte Energie noch verstärkt wird und somit zur Anzeige kommt. Sie wird in einem Leistungsmaß (Dezibel) mit der Dimension Milliwatt mW angegeben. Hieraus ergibt sich im Durchschnitt für die im DWD verwendeten Wetterradargeräte, daß selbst winzige Energiemengen von 10^{-10} mW oder 0,000 000 000 000 1 Watt noch empfangen werden.

	Wellenbereiche	Radar-Frequenzbereiche (Band)	meteor. Erscheing.
10 m	Ultrakurzwellen VHF	225 - 390 MHz (P-Band)	
1 m	Dezimeterwellen UHF	390 - 1550 MHz (L-Band)	
1 dm	Zentimeterwellen SHF	1550 - 5200 MHz (S-Band)	
		5200 - 10900 MHz (X-Band)	
1 cm		10900 - 36000 MHz (K-Band)	
	Millimeterwellen EHF	36000 - 46000 MHz (Q-Band)	HAGEL
		46000 - 56000 MHz (V-Band)	
1 mm		über 56000 MHz	gr. Tropfen REGEN kl. Tropfen
10 ⁻³ mm	Mikrowellen		
Wellenbereiche und Frequenzen der Radarmessung			

Abb. 5.

Die Wellenlänge λ der Wetterradargeräte liegt meist im X-Band entsprechend bei 3.2 und 5.7 cm. Bei kleintropfigen Niederschlägen findet gelegentlich die 0,9-cm-Welle Verwendung, während die 10-cm-Welle auch Starkniederschläge durchdringt, bei denen die kleineren Wellenlängen infolge der starken Niederschlagsdämpfung nur eine geringe Durchdringung aufweisen (Abb. 5).

Die Wellenlänge λ wird aus dem Quotienten von Lichtgeschwindigkeit c und Frequenz f bestimmt.

$$\lambda = c : f \quad [5]$$

Beispiel: $f = 9.400 \text{ MHz}$.

$$= 300.000 : 9.400.000.000 \frac{\text{km s}}{\text{s}}$$

$$= 0,000.032 \text{ km oder } 3,2 \text{ cm}$$

Der Antennengewinn G ist mit der effektiven Antennenfläche G_e durch die folgende Beziehung verbunden.

$$G = \frac{4 \pi \cdot G_e}{\lambda^2} \quad [6]$$

Da die Antenne – oder genauer der Reflektor – im Duplexbetrieb als Sende- und Empfangsantenne dient, erscheint die Größe G in der Radargleichung zweimal, also G^2 . Die Beziehung [6] steht für maximale Ausleuchtung des Reflektors durch die Speiseantenne. Eine geringere Ausleuchtung, die zur Unterdrückung der lästigen Nebenkeulen oder Nebenmaxima führt, verringert den Antennengewinn.

Die Ausgangsleistung P_A der neueren Wetterradargeräte liegt bei 200 kW und darüber. Eine höhere Sendeleistung kann den mit zunehmender Entfernung von der Radarstation eintretenden Energieverlust der Radarwellen nur bedingt ausgleichen. Infolge der Erdkrümmung wandert das ausgeleuchtete Rückstrahlvolumen mit der Entfernung in größere Höhen, so daß nur noch Niederschlagsgebiete geortet werden, deren vertikale Ausdehnung genügend groß ist, um durch den Radarstrahl erfaßt zu werden (Abb. 6).

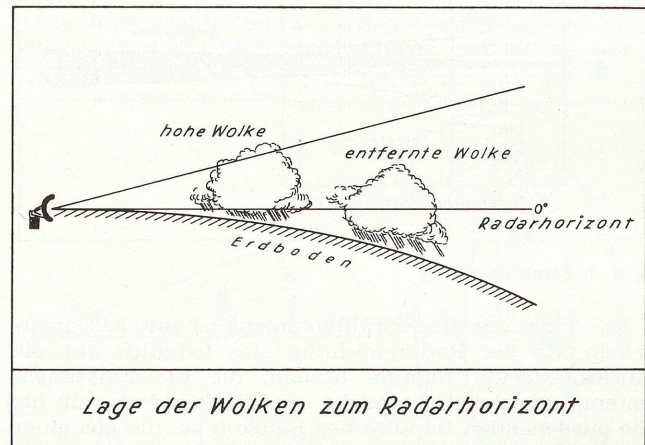


Abb. 6.

Die Streckendämpfung E^{-2} berücksichtigt die Energieverluste, die durch die Ausweitung des Strahlvolumens mit der Entfernung bedingt sind. Damit entfällt auf einen Punkt innerhalb des jeweiligen Strahlquerschnitts mit zunehmender Entfernung ein geringerer Energieanteil (Abb. 7).

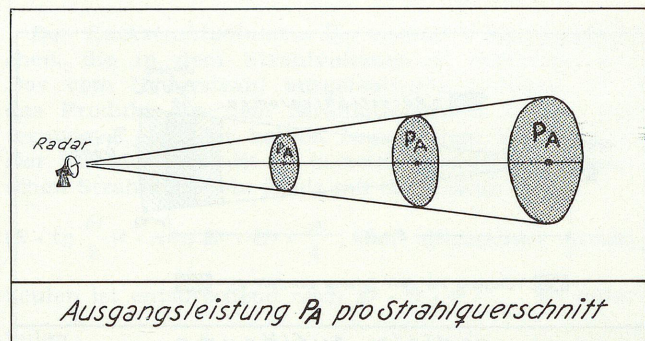


Abb. 7. Strahlquerschnitte in verschiedenen Entfernungen.

Die vorgestellten Größen der Radargleichung lassen sich vereinfachend als gerätetechnische Komponenten und wolkenphysikalische Parameter zusammenfassen. Selbst für den Fall, daß die elektronischen Daten des Radargerätes keiner Änderung unterliegen, lassen sich die

Forderungen der Radargleichung in der Praxis nie voll erfüllen. Wesentlichste Schwierigkeit hierbei ist, daß ein homogenes Rückstrahlvolumen, und hierzu gehören ein Aggregatzustand und eine gleichmäßige Dichteverteilung der Niederschlagspartikel, selbst im Nahbereich nie vorliegt. Gerade bei konvektiven Niederschlägen mit einem breit gestreuten Tropfenspektrum ist die Dichteverteilung innerhalb des Rückstreuervolumens sehr heterogen, so daß der Vergleich zwischen der empfangenen Impulsleistung und der wahren Niederschlagsintensität wenig zufriedenstellend ausfällt. Eine starke Inhomogenität des reflektierenden Niederschlags liegt beispielsweise bei Gegenwart einer Schmelzzone vor, in der feste Niederschläge in flüssige übergehen und dabei vorübergehend maximale Reflektivität aufweisen. Daher werden Niederschlagsmessungen mit Radar stets unterhalb der Schmelzzone durchgeführt.

Weiterhin ist zu berücksichtigen, daß die Radargleichung in der Form [3] nur unter der Voraussetzung gilt, daß zwischen der Radarstation und dem zu ortenden Niederschlag kein weiterer Niederschlag auftritt, da Absorptionseffekte nicht berücksichtigt sind.

Die Lage der Wolken und ihrer Niederschlagsgebiete zum Radarhorizont (Abb. 6) bestimmen die Ausfüllung des Strahlvolumens mit Niederschlagspartikeln. Wenn das rückstreuende Volumen nur unvollständig ausgefüllt ist oder ein inhomogener Niederschlag die Reflektivität mit der Höhe schwanken läßt, dann nimmt die empfangene Echoleistung um mehr als E^{-2} ab.

Dem Einfluß der einzelnen Größen in der Radargleichung auf das Meßverfahren sollen die folgenden Abschnitte gewidmet sein. Dabei ist stets zu beachten, daß es sich hier um theoretische Überlegungen handelt, die in der Praxis je nach der Art der Bestimmbarkeit eine unterschiedliche Abwandlung erfahren oder ungleich starken Schwankungen unterliegen.

2.2 Das Rückstrahlvolumen

Solange die Niederschlagsteilchen in ihrem Durchmesser D wesentlich kleiner ($D =$ einige mm) als die benutzte Wellenlänge ($\lambda =$ einige cm) sind, kann für das Rückstrahlvolumen oder den äquivalenten Rückstrahlquerschnitt die folgende Beziehung benutzt werden.

$$\Sigma \sigma_i = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |M|^2 \Sigma n_i D_i^6 \quad [7]$$

Die theoretischen Grundlagen dieser Beziehung sind beispielsweise bei L. KLAUSER, G. MALKOWSKI und R. SCHERHAG (17, S. 5–7) einzusehen.

Neben dem Tropfendurchmesser D und der Tropfenzahl n wird mit $|M|^2$ eine Materialkonstante eingeführt. Diese Größe, von G. MALKOWSKI (23) auch als dielektrischer Faktor der Niederschlagssubstanz bezeichnet, hat für Wasser den angenäherten Zahlenwert 0,93, für Eis 0,2; d. h. bei Regen als Reflektor ist die Materialkonstante nahezu unbedeutend, während sie bei Eis oder Schnee den effektiven Rückstrahlquerschnitt auf den fünften Teil reduziert.

$$\sigma_{\text{Eis}} = \frac{1}{5} \sigma_{\text{Regen}} \quad [8]$$

$$\text{Eis} = \text{Regen}$$

Hieraus resultiert die in der Praxis bekannte Tatsache, daß Niederschläge in der Eisphase für den Radarbeobachter eine wesentliche Einbuße an Reichweite bedeuten.

Wesentlich interessanter, da für das Radarverfahren von großem Einfluß, ist die Abhängigkeit von der 6. Potenz des Tropfendurchmessers und der 4. Potenz der

Wellenlänge. Die Rückstreuung ändert sich im umgekehrten Verhältnis zur Wellenlänge, was soviel heißt wie eine kleinere Wellenlänge wird stärker reflektiert als die größere. Sie ist für die Erfassung der schwächeren Niederschläge besser geeignet.

Bei der Verwendung kürzerer Wellenlängen wächst jedoch die Dämpfung der elektromagnetischen Wellen durch den rückstreuenden Niederschlag, so daß die Reichweite bei Niederschlag zwischen Radar und Ziel vermindert wird.

Wie aus der Beziehung [7] weiterhin hervorgeht, ist der Tropfendurchmesser von wesentlichem Einfluß auf die Rückstreuung. Aus der D^6 -Abhängigkeit lassen sich folgende Zahlenbeispiele für die Rückstreuung konstruieren.

$$\begin{aligned} 1 \text{ Tropfen } (D = 3 \text{ mm}) &= 729 \text{ Tropfen } (D = 1 \text{ mm}) \\ &= 46.700 \text{ Tropfen } (D = 0,5 \text{ mm}) \end{aligned}$$

Hieraus wird deutlich, daß gerade die großen Tropfen für die Radarortung von Bedeutung sind, da sie infolge der größeren Oberfläche die elektromagnetische Strahlung wesentlich stärker streuen und so zum Radarecho einen viel höheren Beitrag liefern als zahlreiche kleine Tropfen mit gleichem Wassergehalt pro Volumeneinheit.

Wie wir jedoch aus Untersuchungen von Tropfenspektren wissen, ist der Anteil der großen Tropfen am Gesamtspektrum stets gering. So werden im Mittel bei einer Regenintensität von 10 mm/h neben einem Tropfen von 3 mm 3.400 Tropfen mit Durchmessern zwischen 0,1 und 0,25 mm registriert. Andererseits verlieren die größeren Tropfen auf dem Wege von der Wolkenuntergrenze zur Erdoberfläche durch Verdunstung viel weniger an Größe. Der Grund ist darin zu sehen, daß z. B. ein Tropfen von 0,5 mm Durchmesser gegenüber einem Tropfen von 4 mm die fünffache Fallzeit – etwa 10 Minuten – aufweist, wenn er aus einer Fallhöhe von 1000 m den Erdboden erreicht. CZERWINSKI (12) gibt sowohl zur Änderung der Tropfengröße durch Verdunstung als auch zur Änderung des Tropfenspektrums durch Koagulation und Verdunstung anschauliche Beispiele. Es zeigt sich hierbei, daß bei Starkregen die Zahl der großen Tropfen sehr deutlich durch das Zerspritzen der Tropfen verringert wird. Allgemein kann gesagt werden, daß Tropfenzahl und -größe beim ausfallenden Niederschlag abnehmen. Das erklärt die Beobachtung, daß die maximale Reflektivität des Niederschlags meist in der Wolke liegt.

2.3 Die Z-R-Beziehung und die Niederschlagsmessung

Da die Anzahl und Größenverteilung der Niederschlagstropfen meist unbekannt sind und darüber hinaus von der jeweiligen Wetterlage, der Jahres- und Tageszeit sowie lokalen Besonderheiten – z. B. Niesel-schauer an der Küste, Stauregen im Luv der Gebirge – abhängen, gilt die folgende Beziehung

$$\Sigma n_i D_i^6 = Z = A \cdot R^B, \quad [9]$$

worin die Intensität des Radarechos Z als „Radarreflektivität“ bekannt ist und in mm^6/m^3 angegeben wird, während R die Niederschlagsintensität in mm/h darstellt. In der Literatur findet für den nicht konvektiven Niederschlag der gemäßigten Breiten allgemein die von MARSHALL und PALMER (24) gefundene Beziehung

$$Z = 200 R^{1,6}$$

Verwendung; ansonsten unterliegen der Faktor A und der Exponent B dem Niederschlagstyp entsprechend starken Schwankungen. Beispiele hierzu finden sich in einer recht anschaulichen Zusammenstellung bei BREUER, SCHEIDTMANN und RUPRECHT (8, 9) und im folgenden Text.

Während die qualitative Niederschlagsortung ungeachtet der Unsicherheit der Z-R-Beziehung möglich ist, steht die quantitative Niederschlagsmessung vor erheblichen Schwierigkeiten. Diese beginnen bereits mit der Frage, wie weit die Verhältnisse im Radarvolumen für die am Boden gemessenen Niederschläge repräsentativ sind. Entsprechend der Beziehung [9] lassen sich zur Lösung dieser Schwierigkeit grundsätzlich zwei Wege beschreiten:

Niederschlagsmessung:

$$a) Z = \sum n_i D_i^6$$

Die Summe der Niederschlagströpfchen im Strahlvolumen wird gemessen und einem bekannten Tropfenspektrum gegenübergestellt.

$$b) Z = A \cdot R^B$$

Die Flächenniederschlagsmessung aus dem Radarverfahren wird der punktuellen Niederschlagsmessung eines Regenmeßnetzes angeglichen. Beide Wege werden durch den DWD im Versuch auf dem Hohenpeißenberg besprochen und sollen daher zur Veranschaulichung der Z-R-Beziehung kurz beschrieben werden.

Ausschnitt aus dem Regentropfenspektrum HP vom 28.7.1972												
Uhr-zeit	Tropfendurchmesser (mm)											
	0.5	0.6	0.7	0.9	1.1	1.3	1.5	1.7	2.0	2.3	2.6	3.0
20.31	75	145	137	154	55	1						
20.32	71	174	100	135	71	14	4					
20.33	64	43	59	52	31	8	5					
20.34	73	107	80	62	22	10	3					
20.35	61	86	52	62	18	2	2					
20.36	53	71	45	67	33	15	9	4	2	2		
20.37	42	28	41	171	146	50	31	16	24	8	3	
20.38	17	24	35	166	146	91	48	47	54	24	10	1
20.39	9	28	33	143	163	95	91	70	52	16	1	
20.40	13	19	52	128	129	152	137	74	32	6		
20.41	20	34	43	162	153	118	98	32	18	1		
20.42	28	47	64	137	137	124	69	28	9	1		
20.43	29	40	37	116	137	84	66	19	3			
20.44	28	29	42	125	117	94	16	2				
20.45	30	22	35	108	73	43	11					
Berechnung von												
R (mm/h)												
Z (mm ⁶ /m ³)												
0.032												
213												
0.037												
314												
0.017												
151												
0.021												
204												
0.015												
129												
0.027												
448												
0.101												
2455												
0.188												
6137												
0.187												
4831												
0.184												
4032												
0.130												
2406												
0.110												
1879												
0.086												
1351												
0.057												
688												
0.035												
386												
DWD Met.Obs.HP	Messung und Auswertung des Regentropfenspektrums (3)											
Radar / N	1974 / 11											

Abb. 8. Zeitliche Schwankungen eines Tropfenspektrums.

Wie die Messung und Auswertung eines Regentropfenspektrums zeigt, unterliegen die auftretenden Tropfengrößenverteilungen starken zeitlichen Schwankungen (Abb. 8), eine Erscheinung, deren Intensitätsgrad vom Flächenregen zum konvektiven Niederschlag hin zunimmt.

Gleichsinnig verhält sich die Breite der Tropfenspektren, indem die Skala der auftretenden Tropfengrößen vom Warmfrontniederschlag (Typ I) zum Gewitter (Typ IV) anwächst (Abb. 9).

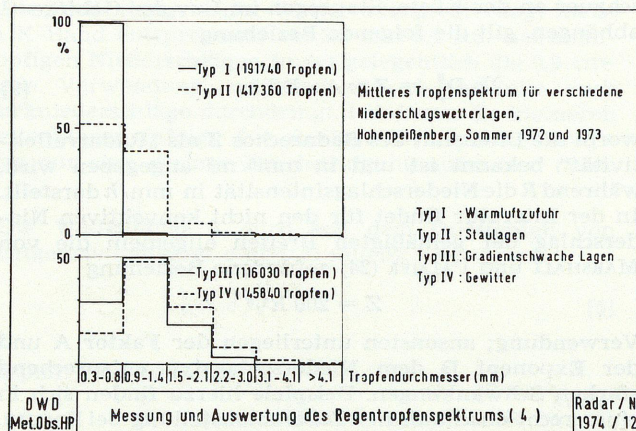


Abb. 9. Regentropfenspektren entsprechend dem Niederschlags-typ.

Die Möglichkeit, die sich für die Niederschlagsmessung aus solchen kontinuierlichen Messungen der Tropfenspektren ergibt, ist die Schaffung von Teilkollektiven. Die für den Einzelfall zutreffende Z-R-Beziehung kann später dem der jeweiligen Wetterlage entsprechenden Teilkollektiv entnommen werden. Die Unzulänglichkeit dieser Methode steht außer Zweifel, sie hilft lediglich, die große Schwankungsbreite der Z-R-Beziehung sinnvoll einzuengen. Hiernach ergeben sich für die einzelnen Niederschlagstypen mittlere Z-R-Beziehungen mit unterschiedlichen Faktoren A bzw. Exponenten B (Abb. 10).

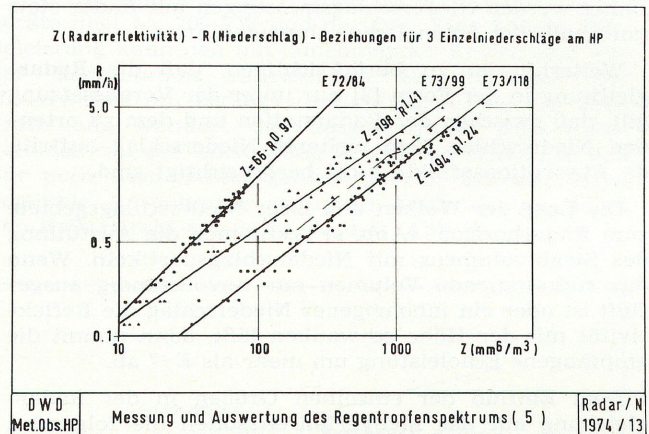


Abb. 10. Z-R-Werte (Punktwolken) und Z-R-Beziehungen (Geraden) für die Einzelniederschläge.

Die durch eine dicht anliegende Punktwolke ausgewiesene geringe Streubreite für einen Warmluftniederschlag E 72/84 unterstreicht noch einmal das enge Tropfenspektrum dieses Niederschlagstyps. Dem gegenüber ergeben sich die Z-R-Beziehungen für die Staulage E 73/99 und das Kaltfrontgewitter E 73/118 aus einer breiteren Punktwolke.

Neben der Bestimmung der Z-R-Beziehung über das Tropfenspektrum kann die Flächenniederschlagsmessung auf dem Wege der Aneicherung an ein Regenmeßnetz - bis 1000 km² - erfolgen. Hierbei werden im 5-Minuten-Abstand Aufnahmeserien mehrerer Abschwächungsstufen gemacht, wobei mit der stärksten Dämpfung begonnen wird (Nachleuchten der Bildröhre) (Abb. 11).

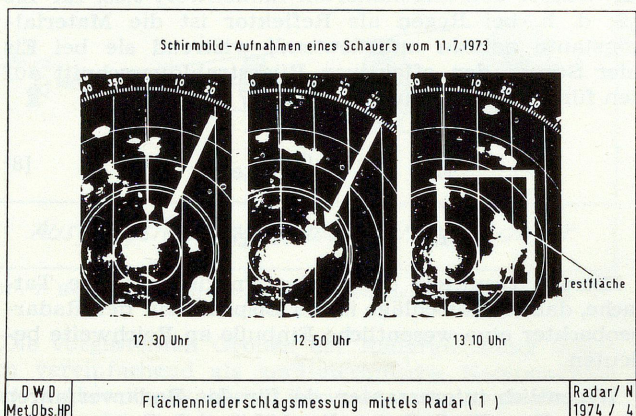


Abb. 11. Testfläche mit Schauerecho.

Tropfengröße-Verteilung

D (cm)	Niederschlagsintensität R (mm/h)							
	0,25	1,25	2,5	12,5	25	50	100	150
	% der Tropfen mit dem Durchmesser D pro Einheitsvolumen							
0,05	28,0	10,9	7,3	2,6	1,7	1,2	1,0	1,0
0,10	50,1	37,1	27,8	11,5	7,6	5,4	4,6	4,1
0,15	18,2	31,3	32,8	24,5	18,4	12,5	8,8	7,6
0,20	3,0	13,5	19,0	25,4	23,9	19,9	13,9	11,7
0,25	0,7	4,9	7,9	17,3	19,9	20,9	17,1	13,9
0,30	—	1,5	3,3	10,1	12,8	15,6	18,4	17,7
0,35	—	0,6	1,1	4,3	8,2	10,9	15,0	16,1
0,40	—	0,2	0,6	2,3	3,5	6,7	9,0	11,9
0,45	—	—	0,2	1,2	2,1	3,3	5,8	7,7
0,50	—	—	—	0,6	1,1	1,8	3,0	3,6
0,55	—	—	—	0,2	0,5	1,1	1,7	2,2
0,60	—	—	—	—	0,2	0,5	1,0	1,2
0,65	—	—	—	—	—	0,2	0,7	1,0
0,70	—	—	—	—	—	—	—	0,3

Da die Fallgeschwindigkeiten von Regen und Schnee angenähert in einem Verhältnis von 5:1 stehen, ergeben sich für Schnee Z-R-Beziehungen zwischen 500 R^{1,6} und 2000 R².

Sodann sei noch einmal daran erinnert, daß bei der Radarmessung von Z nicht die einfache Tropfengröße-Verteilung zugrunde liegt, sondern D in der sechsten Potenz, d. h. in höheren Verteilungen ist die ermittelte Reflektivität viel stärker durch die Konzentration der größten Tropfen bestimmt.

2.4 Die Niederschlagsrückstreuung

Mit den Beziehungen [7] und [9] wird aus der Radargleichung [3] die an Komponenten reiche Gleichung

$$\bar{P}_E = \frac{2 \cdot 10^2 \cdot \pi^3 \cdot P_A \cdot G^2 \cdot \Theta^2 \cdot h}{8^3 \cdot \lambda^2 \cdot E^2} |M|^2 \cdot R^{1,6}, \quad [10]$$

die sich nach Zusammenfassung der technischen Daten mit dem dielektrischen Faktor der Niederschlagssubstanz $|M|^2$ zu der Konstanten C in der recht einfachen Form

$$\bar{P}_E = C \cdot \frac{R^{1,6}}{E^2} \quad [11]$$

präsentiert. Hierin wird deutlich, daß unter der Voraussetzung einer Konstanz der technischen Daten und $|M|^2 \approx 1$ die Echostärke im wesentlichen durch zwei Größen bestimmt wird, der Rückstreuung durch den Niederschlag der Intensität R und der Streckendämpfung, die von der Entfernung E des Niederschlags zur Radarstation abhängt.

Zum Verständnis der nachfolgenden Zeilen soll an dieser Stelle das *Relativmaß Dezibel*, ein aus der Hochfrequenztechnik bekanntes Leistungs- und Dämpfungsmaß, eingeführt werden. Der Meßbetrag d in Dezibel db bezeichnet den zehnfachen dekadischen Logarithmus des Leistungsverhältnisses von gemessener zur ursprünglichen Leistung.

$$d \text{ (db)} = 10 \log \frac{P_E}{P_A} \quad [12]$$

Leistungsverhältnisse

- 0,1 db = die Dämpfung einer Leistung 100 auf 97,7
- 1 db = die Dämpfung einer Leistung 100 auf 79,4
- 3 db = die Dämpfung einer Leistung 100 auf 50,0
- 10 db = die Dämpfung einer Leistung 100 auf 10,0

- 20 db = die Dämpfung einer Leistung 100 auf 1,0
- 30 db = die Dämpfung einer Leistung 100 auf 0,1
- 40 db = die Dämpfung einer Leistung 100 auf 0,01
- 50 db = die Dämpfung einer Leistung 100 auf 0,001
- u. s. f.

Mit Hilfe dieses Leistungsmaßes [12] läßt sich die Gleichung [11] für eine Bezugsleistung $P_A = 1$ in der folgenden Schreibweise darstellen.

$$10 \log \bar{P}_E = C + 16 \log R - 20 \log E \quad [13]$$

Der zweite Term der rechten Seite wird als Niederschlagsrückstreuung $16 \cdot \log R$ bezeichnet und zeigt in seiner graphischen Darstellung den Anstieg der rückgestreuten Leistung mit zunehmender Niederschlagsintensität (Abb. 16).

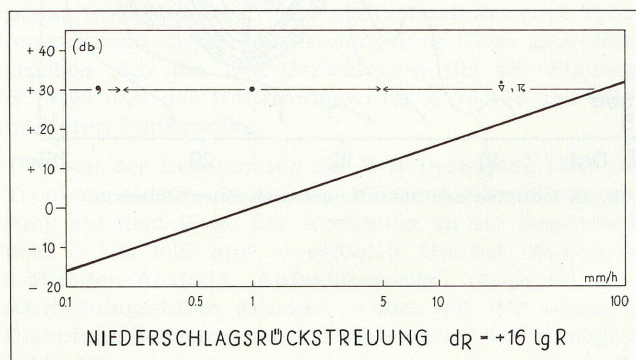


Abb. 16.

Die von der Bezugsintensität 1 mm/h ausgehende Darstellung – daher negative Werte für R kleiner 1 – veranschaulicht das Leistungsvolumen (~ 50 db), in dem das Niederschlagsgeschehen stattfindet.

So entnehmen wir der Niederschlagsrückstreuung, daß bei einer Zunahme der Niederschlagsintensität von 5 auf 20 mm/h die rückgestreute Leistung auf das zehnfache ansteigt. Der Leistungsgewinn ist somit um ein Vielfaches höher als der Anstieg der Niederschlagsintensität. Es ist hierbei jedoch stets zu beachten, daß es sich aus der Definition des Leistungsmaßes heraus nur um Relativ- und nicht um Absolutwerte handelt.

2.5 Die Streckendämpfung

Bei der Dämpfung unterscheiden wir im wesentlichen zwischen der bereits erwähnten *Streckendämpfung* $d_E = -20 \cdot \log E$, die eine entfernungsbedingte Schwä-

chung des Radarsignals beinhaltet und der *Niederschlagsdämpfung* – Dämpfungsfaktor [14] –, die Absorptions- und Streuverluste der Radarenergie in Niederschlägen enthält. Daneben gibt es noch eine *Dämpfung durch die atmosphärischen Gase Wasserdampf und Sauerstoff*, die jedoch bei Wellenlängen über 3 cm vernachlässigt werden kann.

Der graphischen Darstellung der Streckendämpfung entnehmen wir, daß die Schwächung des Radarechos P_E von 0 bis 50 km 34 db ausmacht und von 50 bis 100 km 6 db (Abb. 17a). Das besagt, eine in ihrer Intensität sowie hinsichtlich ihrer horizontalen Ausdehnung sich nicht verändernde Niederschlagszelle zeigt beim Heranziehen in größerer Entfernung ($E > 60$ km) wenig Änderung. Im Nahbereich ($E < 60$ km) ist jedoch eine merkliche Helligkeitszunahme sowie eine Vergrößerung ihres Durchmessers zu beobachten, da jetzt auch die Gebiete schwächeren Regens – um 0,1 mm/h – vom Radargerät voll erfaßt werden. Dem ungeübten Beobachter entsteht durch diesen Effekt leicht der Eindruck, daß sich die auf dem Radarschirm verfolgte Niederschlagszelle gerade kurz vor der Radarstation zu einem kräftigen Schauer oder Gewitter entwickelt hat, was ersichtlich nicht der Fall zu sein braucht. Entwicklungs- und Rückbildungsvorgänge von Niederschlagsgebieten sind somit im Hinblick auf die entfernungsabhängige Streckendämpfung mit einer gewissen Vorsicht zu beurteilen (Abb. 17b, c).

2.6 Die Niederschlagsdämpfung

Absorption und Streuung durch Regentropfen werden dort wirksam, wo Wellenlänge und Tropfendurchmesser nahezu vergleichbar sind, d. h. wo die an Gleichung [7] zu stellende Bedingung $D/\lambda < 0,06$ in Richtung auf höhere Werte überschritten wird. Daher haben schwebende Wassertropfen eine Absorption, welche die von Wasserdampf und Sauerstoff bei weitem übersteigt.

In der Praxis ist es üblich geworden, die Regendämpfung als eine Funktion der Niederschlagsintensität zu betrachten; je höher die Niederschlagsmenge, desto größer die Tropfen, desto breiter das Tropfenspektrum.

Die nachfolgende Aufstellung gibt eine Vorstellung von der starken Zunahme der Niederschlagsdämpfung in db/km bei einer Temperatur von 18°C für die 3,2-cm-Welle.

mm/h	0,25	1,25	2,5	12,5	25,0	50,0	100	150
db/km	0,0019	0,0117	0,0317	0,288	0,555	1,26	2,80	4,39

Der theoretische Vergleich der bei der Radarmessung gebräuchlichen Wellenlängen führt zu den Abb. 18 und 19, aus denen die starke Dämpfung der kleineren Wellenlängen hervorgeht.

Auch bei der Niederschlagsdämpfung ist ein deutlicher Unterschied zwischen der Dämpfung durch Regen und der Dämpfung durch Schnee oder Eis festzustellen.

Das ändert sich jedoch beträchtlich, wenn die Eisteilchen von einem dünnen Wasserfilm umgeben sind.

Dämpfung in db	-0,37	-3,79	-38,23	-126,39	-18,35	-60,44
Niederschlag	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)

Hiermit wird deutlich, daß leichte und mäßige Schauer keine störende Dämpfung aufweisen. Daher kann der Radarimpuls bei einer ausgeprägten Schauerlage mehrere dieser Niederschlagszellen durchsetzen (s. hierzu auch Abb. 90a, b). Die Niederschlagsdämpfung ist hier noch klein gegenüber der Streckendämpfung. Die starken und sehr starken Schauer aus dem Bereich der Gewitter rufen jedoch bereits Dämpfungswerte hervor,

So ist beispielsweise die Streuung eines Eisteilchens, dessen Radius 0,2 cm beträgt, von dem wiederum $1/10$ auf eine dünne Wasserhaut entfallen, bereits 90 % der eines Wassertropfens. Schon bei weniger als 10 % geschmolzener Eispartikel entspricht die Dämpfung normalen Niederschlagswerten. Bei 10–20 % ist die Dämpfung schon doppelt so hoch als bei völlig geschmolzenen Partikeln. Diese Zahlenbeispiele zeigen, daß die Dämpfung in schmelzendem Eis unmittelbar unter der 0°C-Isotherme wesentlich größer sein kann als in der Schnee- bzw. Eisregion darüber und unter gewissen Umständen größer als im Regen darunter. Weiteres Schmelzen führt zu keinem weiteren Anstieg der Dämpfung, sondern kann zu einer Verminderung der Reflektivität führen, indem kugelförmige und durch Zerstörung kleiner werdende Partikel auftreten. Dieser Effekt, zusammen mit der Tatsache, daß Hagel eine größere Fallgeschwindigkeit als Regen hat, bedingen das „Helle-Band“ oder „bright band“ etwa 300 bis 400 m unterhalb der 0°C-Isotherme in der sogenannten Schmelzzone.

Die Absorptionsverluste der Radarenergie in den Niederschlägen können in der Radargleichung durch den Dämpfungsfaktor K berücksichtigt werden. Der Dämpfungsfaktor K in der Einheit db/km hat die folgende Form:

$$K = 10^{-0,2 \int_{E_1}^{E_2} k_0 R^{1,31} dE} \quad [14]$$

k_0 = wellenabhängiger Dämpfungsbeiwert für Niederschlag (für die 3,2-cm-Welle 0,0074 db/km pro mm/h)

R = Intensität des sich über die Distanz $E_2 - E_1$ erstreckenden Niederschlags in mm/h

Bildet man von Gleichung [14] ebenfalls den dekadischen Logarithmus und multipliziert mit 10, so erhält man die Niederschlagsdämpfung.

$$d_K = -2 \cdot 0,0074 (E_2 - E_1) \cdot R^{1,31} \quad [15]$$

Um einen Vergleich der Dämpfung der 3,2-cm-Welle durch verschiedene Niederschlagsarten und -intensitäten zu erhalten, wurden hieraus folgende Beispiele berechnet.

- 1) leichter Schauer : 10 km Ausdehnung u. 2 mm/h
- 2) mäßiger Schauer : 20 km Ausdehnung u. 7 mm/h
- 3) starker Schauer : 30 km Ausdehnung u. 30 mm/h
- 4) sehr starker Schauer : 40 km Ausdehnung u. 60 mm/h
- 5) Flächenregen (leicht) : 500 km Ausdehnung u. 2 mm/h
- 6) Flächenregen (stark) : 200 km Ausdehnung u. 10 mm/h

Die Niederschlagswerte sind hier Mittelwerte über einen Querschnitt der Niederschlagsgebiete. In Wirklichkeit weisen insbesondere die konvektiven Niederschläge eine Feinstruktur bezüglich der Verteilung der R -Werte auf.

Die Dämpfungsverluste in der Reihenfolge der gewählten Beispiele ergeben:

die im Bereich der Streckendämpfung und weit darüber liegen. Da sich Niederschlagsdämpfung und Streckendämpfung addieren, wird hier der Fall eintreten, daß Niederschläge hinter Starkniederschlägen nicht mehr zur Anzeige kommen, da der Ansteuerbereich des Radargerätes unterschritten ist. Dies gilt auch für den Fall des intensiven Flächenregens, so daß die Tiefe dieses Regengebietes zu gering eingeschätzt wird.

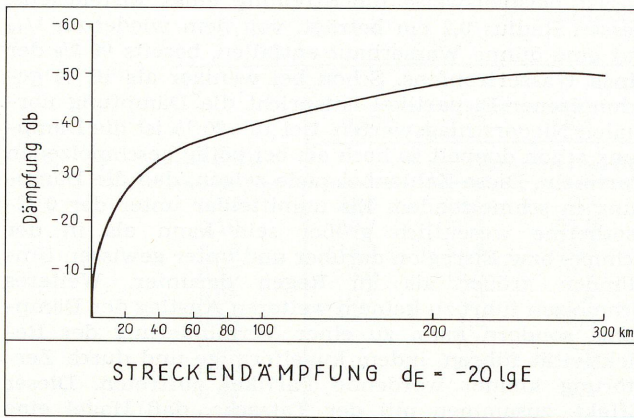


Abb. 17a.

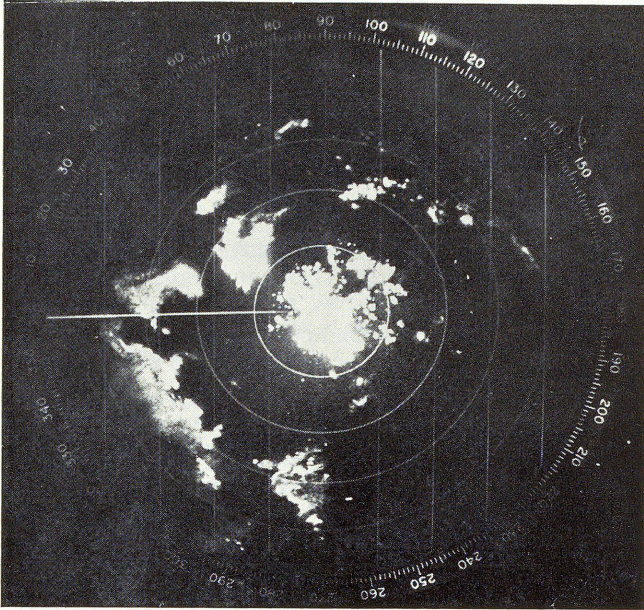


Abb. 17b.

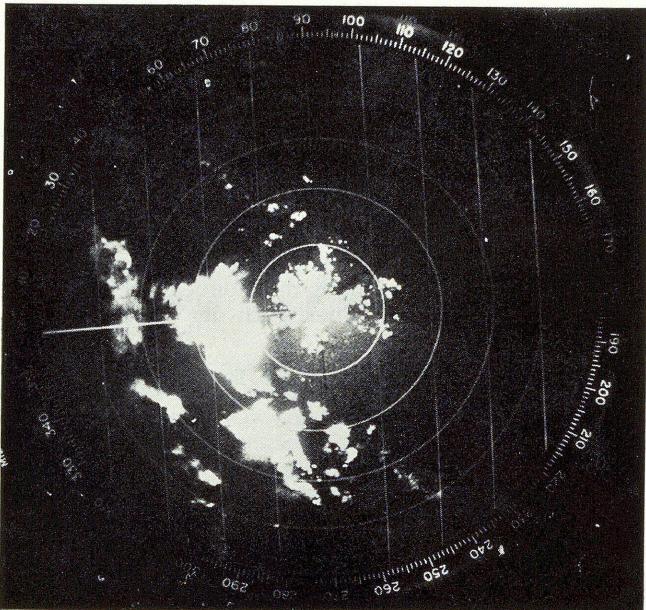


Abb. 17c.

Abb. 17a—c. Bei Radargeräten ohne elektronischen Ausgleich der Streckendämpfung ergibt sich der im Beispiel vom 17.1.1965 (WA Schleswig) in den Aufnahmen von 21.47 h (a) und 23.08 h (b) dargestellte Effekt. Eine zweite Schauerfront aus NW liegt zunächst in einer Entfernung von 60 nm oder 110 km; nach Ablauf einer guten Stunde sind hieraus die beiden kräftigen Schauer-echos in 30 nm oder 55 km hervorgegangen.

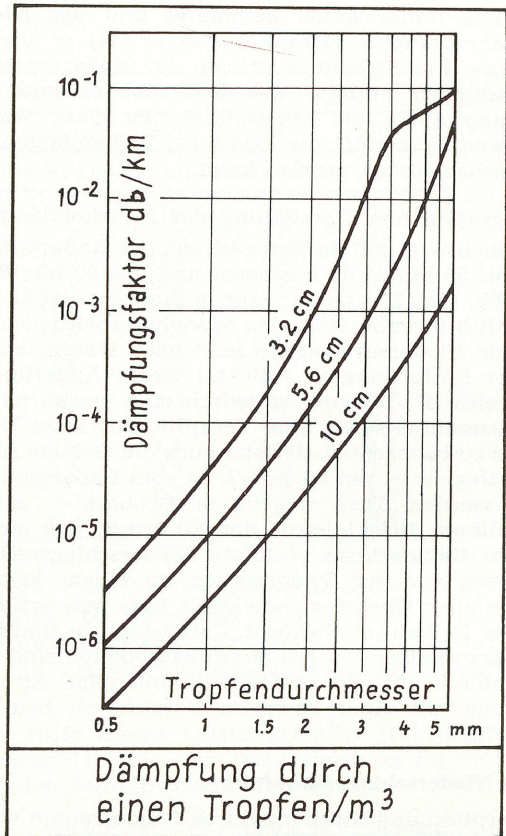


Abb. 18.

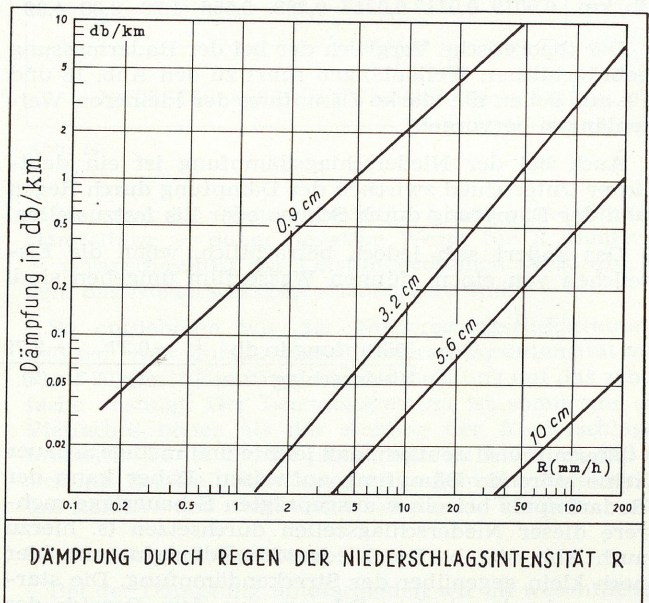


Abb. 19.

Die Dämpfungswerte d_K der verwendeten Wellenlängen

a) bei Regen von 18°C :

0,9-cm-Welle ... $d_K = 0,22$	R	db/km
3,2-cm-Welle ... $d_K = 0,0074$	$R^{1,31}$	db/km
5,7-cm-Welle ... $d_K = 0,0022$	$R^{1,17}$	db/km
10,0-cm-Welle ... $d_K = 0,0003$	R	db/km

Hiernach ergeben sich für unterschiedliche Niederschlagsmengen R (mm/h) die folgenden Dämpfungswerte d_K (db/km).

R (mm/h)	Wellenlänge (cm)			
	0,9	3,2	5,7	10,0
0,5	0,11	0,003	0,001	0,00015
1,0	0,22	0,007	0,002	0,00030
5,0	1,10	0,061	0,015	0,00150
10,0	2,20	0,151	0,033	0,00300
50,0	11,00	1,250	0,215	0,01500
100,0	22,00	3,080	0,481	0,03000
200,0	44,00	7,650	1,130	0,06000

b) bei Schnee von 0°C :

3,2-cm-Welle ... $d_K = 3,3 \cdot 10^{-5}$	$R^{1,6}$	db/km
5,7-cm-Welle ... $d_K = 0,033 \cdot 10^{-5}$	$R^{1,6}$	db/km
10,0-cm-Welle ... $d_K = 0,035 \cdot 10^{-5}$	$R^{1,6}$	db/km

c) bei Hagel von 0°C :

Hageldurchmesser 0,25 cm ... $d_K = 3,7 \cdot 10^{-4}$	R	db/km
0,50 cm ... $d_K = 1,5 \cdot 10^{-3}$	R	db/km
1,00 cm ... $d_K = 8,6 \cdot 10^{-3}$	R	db/km
1,50 cm ... $d_K = 1,7 \cdot 10^{-2}$	R	db/km
2,00 cm ... $d_K = 1,7 \cdot 10^{-2}$	R	db/km

Die Dämpfung nimmt mit sinkenden Temperaturen ab, so daß z. B. für -40°C die genannten Dämpfungswerte mit einem Faktor 0,86 multipliziert werden müssen.

Der Radarbeobachter, und hier besonders im Bereich der Flugmeteorologie, sieht sich oft vor die Frage gestellt, die Heftigkeit einer Erscheinung, die mit einem Schauer von begrenzter horizontaler Ausdehnung verbunden ist, als für die Luftfahrt gefährlich oder nicht gefährlich auszuweisen. In der Regel wird die Entscheidung vom Maximalwert der beobachteten Echointensität ausgehen. Es ist daher von Interesse, die Verfälschung dieses Wertes durch die Dämpfung zu kennen.

Hierzu können zwei Modellvorstellungen eines Schauers dienen, der Schauer mit gleichlaufender Niederschlagsintensität Abb. 20 von Beginn bis Ende und der Schauer mit linearem An- und Abstieg der Niederschlagsintensität Abb. 21 und 22 jeweils über die Hälfte der Gesamtausdehnung.

Dem ersten Typ liegen die Darstellungen für eine homogene Niederschlagsverteilung von 10 mm/h und 100 mm/h zugrunde. Im Falle der niedrigeren Intensität ist der Dämpfungsfehler für die 3,2-cm-Welle noch tragbar, während die 0,9-cm-Welle bereits nicht mehr verwendbar ist. Bei einem Starkniederschlag von 100 mm/h wird die begrenzte Ausbreitung der 3,2-cm-Welle deutlich; aber auch die 5,7-cm-Welle zeigt am Ende eines Schauers von 10 km Durchmesser nur noch ein Viertel der tatsächlichen Niederschlagsintensität an.

Bei dem Schauertyp mit einem zentralen Niederschlagsmaximum liegt die maximale Niederschlagsintensität für die 3,2-cm-Welle in der Anzeige wesentlich vor dem wahren Niederschlagshöchstwert. Die leeseitigen Niederschlagspartien innerhalb des Schauers kommen hierbei nicht mehr zur Anzeige. Eine idealere

Aufzeichnung bringt die 5,7-cm-Welle, wenngleich auch hier deutliche Intensitätsverluste durch die Niederschlagsdämpfung auftreten, so daß die rückwärtigen Schauerpartien nicht mehr aufgezeigt werden. Dagegen lehnt sich die Darstellung der Niederschlagsintensität aus der 10-cm-Welle eng an die Linie des wahren Verlaufs an.

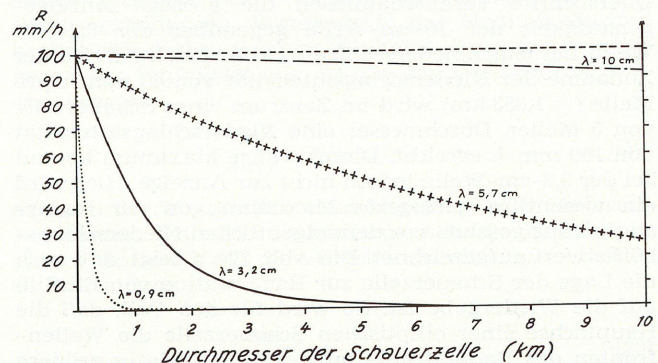
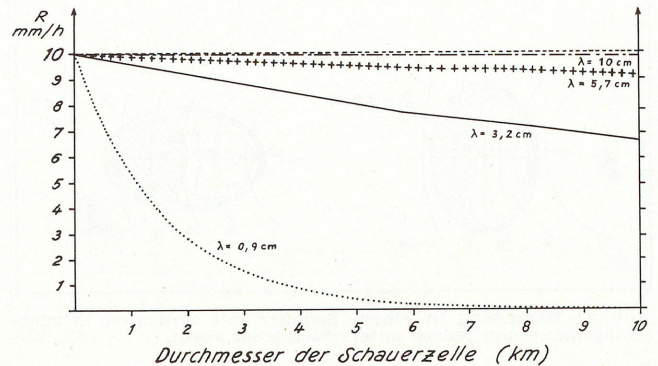


Abb. 20. Dämpfung im Schauer mit konstanter Niederschlagsintensität.

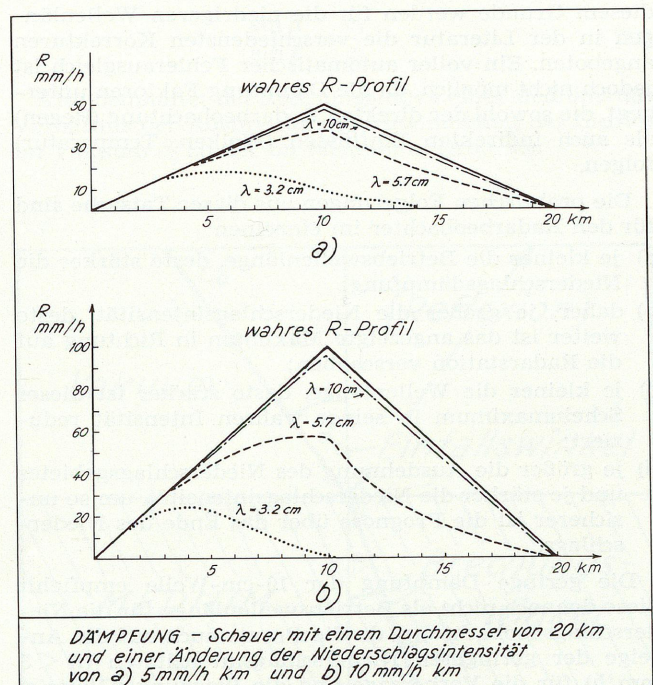


Abb. 21. Dämpfung in einem Schauer mit zentralem Niederschlagsmaximum.

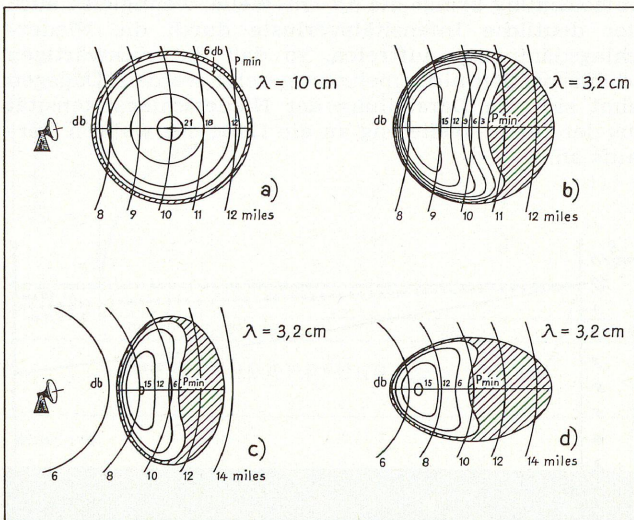


Abb. 22. Dämpfung in einem Schauer mit zentralem Niederschlagsmaximum jedoch unterschiedlicher Form.

Die von ATLAS und BANKS (1) berechneten horizontalen Querschnitte veranschaulichen die größere Anzeigegenauigkeit der 10-cm-Welle gegenüber der 3,2-cm-Welle bei Starkniederschlägen (Abb. 22a, b). Bei einer Zunahme der Niederschlagsintensität von 40 mm/h pro Meile (= 1,853 km) wird im Zentrum einer Schauerzelle von 5 Meilen Durchmesser eine Niederschlagsintensität von 100 mm/h erreicht. Dieses wahre Maximum kommt bei der 3,2-cm-Welle jedoch nicht zur Anzeige. Hier wird ein wesentlich geringeres Maximum von der Radarstation aus gesehen vor dem eigentlichen Niederschlagshöchstwert aufgezeichnet. Die Abb. 22c, d zeigt, daß auch die Lage der Schauerzelle zur Radarstation von Einfluß auf die Wiedergabe ist. So wird für den Fall, daß die Hauptachse einer elliptischen Schauerzelle die Wellenfronten des Radarstrahls tangiert, eine relativ größere Fläche des Niederschlagsgebietes zur Anzeige gebracht als in dem Beispiel, wo die Hauptachse in Richtung der Strahlachse liegt.

Beide Schauermodelle zeigen, daß lediglich die 10-cm-Welle eine vernachlässigbare Dämpfung erfährt. Aus diesem Grunde werden für die niedrigeren Wellenlängen in der Literatur die verschiedensten Korrekturen angeboten. Ein voller automatischer Fehlerausgleich ist jedoch nicht möglich, da die Dämpfung Faktoren unterliegt, die sowohl der direkten Radarbeobachtung (Regen) als auch indirekten Einflüssen (Wolken, Temperatur) folgen.

Die praktischen Folgerungen aus dieser Tatsache sind für den Radarbeobachter im einzelnen:

- je kleiner die Betriebswellenlänge, desto stärker die Niederschlagsdämpfung;
- daher, je größer die Niederschlagsintensität, desto weiter ist das angezeigte Maximum in Richtung auf die Radarstation verschoben;
- je kleiner die Wellenlänge, desto stärker ist dieses Scheinmaximum in seiner wahren Intensität reduziert;
- je größer die Ausdehnung des Niederschlagsgebietes und je stärker die Niederschlagsintensität, um so unsicherer ist die Prognose über das Ende des Niederschlags.

Die geringe Dämpfung der 10-cm-Welle empfiehlt diese dennoch nicht als Betriebswellenlänge für die Niederschlagsbeobachtung, da die Praxis auch auf die Anzeige der geringeren Niederschlagsintensitäten ($R < 3$ mm/h) für die Vorhersage und die Warnung (Glätteis) angewiesen ist. Als klimatologisches Argument läßt sich hinzufügen, daß die in unseren Breiten auftretenden

Niederschlagsintensitäten in den meisten Fällen die Dämpfung in vertretbaren Grenzen halten. Im Routinedienst erweist sich daher die 5,7-cm-Welle als annehmbarer Kompromiß zwischen Niederschlagsdämpfung und Niederschlagsrückstreuung; siehe hierzu λ -Abhängigkeit in Gleichung [7].

3 Die troposphärische Funkstrahlausbreitung

Die Ausbreitung elektromagnetischer Wellen oder Energie in der nichtionisierten Atmosphäre einschließlich ihrer Beimengungen – Hydrometeore und Aerosole – erfolgt mit Lichtgeschwindigkeit $c_0 = 300\,000$ km/s. Die Einflüsse der Atmosphäre auf die elektromagnetische Wellenausbreitung lassen sich in zwei Hauptgruppen unterteilen:

- die Wechselwirkung des elektromagnetischen Feldes mit der dielektrischen Atmosphäre ohne Partikel und
- die Reaktionen der elektromagnetischen Wellen mit Molekülen und Partikeln – Wolken- und Niederschlagspartikel bzw. Aerosole –.

Die Radargleichung geht von einem geradlinigen Verlauf des Funkstrahls ohne den störenden Einfluß der Atmosphäre aus. In Wirklichkeit ist bei der Ausbreitung der Radarwellen jedoch die *atmosphärische Brechung* zu berücksichtigen, so daß ein gekrümmter Strahlverlauf auftritt. Zusätzlich muß die *Erdkrümmung* berücksichtigt werden, da die Radargleichung nur für ein rechtwinkliges Koordinatensystem gilt (Abb. 23).

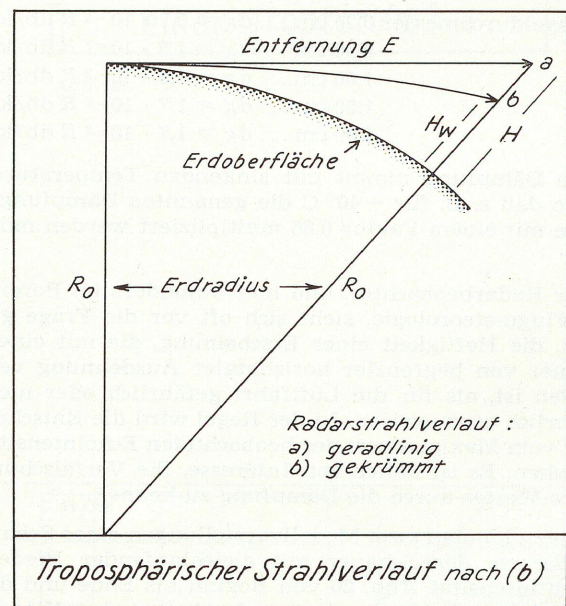


Abb. 23.

3.1 Die Erdkrümmung

Der Einfluß der Erdkrümmung auf die Höhe H eines horizontal umlaufenden Radarstrahls ergibt sich unter der Voraussetzung einer Abstrahlung über Grund aus der einfachen Beziehung [16].

$$H \approx \frac{E^2}{2 R_0} \quad [16]$$

Diese läßt sich nach dem Pythagoreischen Lehrsatz aus der Entfernung E und dem Erdradius R_0 (= 6370 km) gewinnen.

$$R_0^2 + E^2 = (R_0 + H)^2 = R_0^2 + 2 R_0 H + H^2 \quad [17]$$

Da H sehr klein gegenüber R_0 ist, kann in dieser Beziehung das H^2 vernachlässigt werden (Abb. 24).

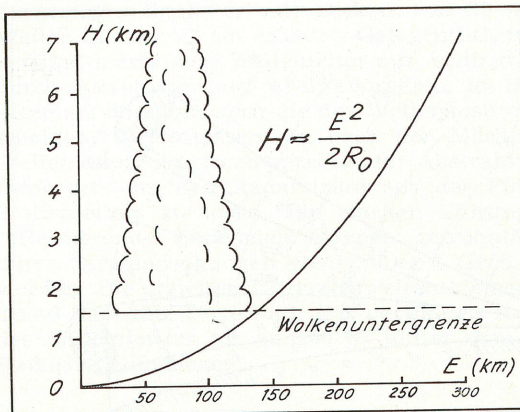


Abb. 24. Höhenverlauf der Strahlachse.

Die Darstellung des Höhenverlaufs der Strahlachse eines horizontal abgestrahlten Radarstrahls über der gekrümmten Erdoberfläche führt zu folgenden qualitativen Aussagen. Bis etwa 150 km von der Radarstation verläuft die Radarstrahlachse unterhalb der Wolkenbasis eines normalen Cb, von 150–250 km innerhalb des Cb und bei Entfernungen über 250 km hinaus werden nur noch die oberen Partien der Gewitterwolke erfaßt.

Bei Schauer, die selten 4–5 km hinaufreichen, liegt die Entfernung, in der der Radarstrahl noch die unteren, niederschlagshaltigen Wolkenpartien erfaßt, bei 180 bis 200 km. Bei Aufgleitniederschlägen, deren niederschlagshaltige Schichten ebenfalls selten höher als 4–5 km reichen, liegt die Erfassungsreichweite der unteren Wolkenpartien etwa in der gleichen Entfernung, bei schwachen Flächenniederschlägen, die im Winter mitunter nur auf 1–2 km Höhe entwickelt sind, bei 120–150 km.

Die genannten Näherungswerte stimmen sehr gut mit den an verschiedenen Radarstationen gefundenen empirischen Werten der Niederschlagserfassung überein. Die Erdkrümmung beschränkt somit die Reichweite des Radargerätes, wenngleich dieser Nachteil durch den in 3.2 besprochenen Effekt der Brechung entsprechend den vorliegenden Ausbreitungsbedingungen mehr oder weniger korrigiert wird.

Die Aufstellungshöhe eines Radargerätes vergrößert den Radarhorizont durch negative Höhenwinkel, so daß besonders niedrige Niederschläge noch in größerer Entfernung festgestellt werden können. Zudem wird die Abschattung des Radarstrahls durch Hindernisse in der Nähe der Radarstation aufgehoben oder doch wenigstens vermindert. In der Praxis wird meist ein kleiner Höhenwinkel von 0,5–1 Grad gegenüber der horizontalen Abstrahlung bevorzugt, da man hierdurch den bodennahen Anteil der Strahlkeule vor absoluten Energieverlusten bewahren kann. Es sollte hierbei jedoch stets bedacht werden, daß diese Korrektur auf Kosten der Reichweite geht, da eine Anhebung der Strahlachse das Strahlvolumen in größere Höhen ablenkt (Abb. 25).

Der Radarhorizont für Bodenziele ist in der Standardatmosphäre durch die Beziehung (18) gegeben.

$$E_R(\text{km}) = 4,122 \sqrt{H_R(\text{m})} \quad [18]$$

E_R ist hierbei die Entfernung des Radarhorizontes von der Radarstation in km und H_R die Antennenhöhe in m.

3.2 Die Brechung

Die in diesem Abschnitt auftretenden Begriffe aus der geometrischen Optik bedürfen zunächst einer kleinen Wiederholung. Licht, das aus dem Vakuum unter dem Einfallswinkel α gegen das Einfallslot geneigt auf die ebene Oberfläche eines Mediums fällt, wird nur zu

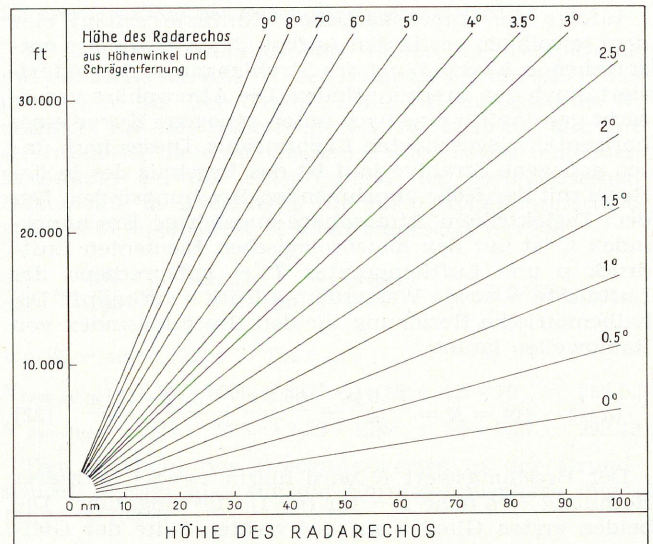


Abb. 25.

einem geringen Teil reflektiert. Der Rest tritt unter Richtungsänderung, *Brechung*, in das Medium ein und breitet sich dort unter dem Winkel β (*Brechungswinkel*) gegen das Einfallslot aus. Es gilt das *SNELLIUSSCHE Brechungsgesetz*

$$\frac{\sin \alpha}{\sin \beta} = n \quad [19]$$

mit dem *Brechungsindex* n des Mediums, einer Materialkonstanten. Tritt Licht (elektromagnetische Wellen) aus einem Medium 1 mit dem Brechungsindex n_1 in ein Medium 2 mit n_2 , so ist

$$\frac{\sin \alpha}{\sin \beta} = \frac{n_1}{n_2} \quad [20]$$

Das bedeutet jedoch gleichzeitig, daß die unterschiedliche Brechung durch die verschiedenen Ausbreitungsgeschwindigkeiten c_1 und c_2 des Lichtes in den beiden Medien verursacht wird.

$$\frac{\sin \alpha}{\sin \beta} = \frac{c_1}{c_2} \quad [21]$$

Also beinhaltet der Brechungsindex eines Mediums das Verhältnis der Ausbreitungsgeschwindigkeit des Lichtes im Vakuum c_0 zu der im Medium c_n (Abb. 26).

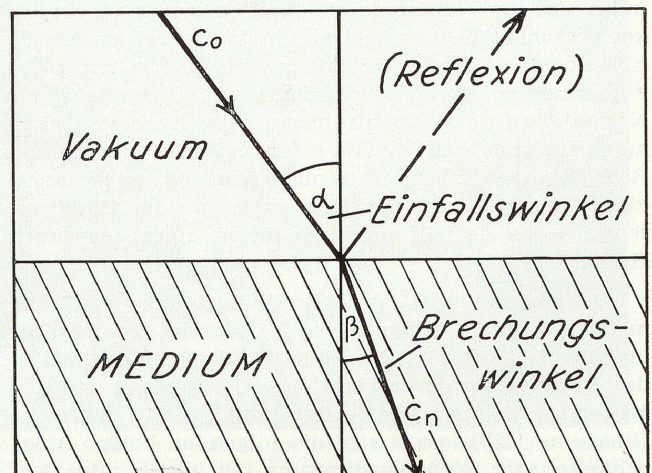


Abb. 26. Das Brechungsgesetz.

Infolge der atmosphärischen Einflüsse erfolgt eine dem jeweiligen vertikalen Aufbau der Atmosphäre entsprechende Abwandlung des Strahlengangs, charakterisiert durch den Brechungsindex. Die Atmosphäre verursacht gewöhnlich eine nach unten gebogene Kurve eines horizontal ausgesendeten Radarstrahls. Dieser nach unten gebogene Strahlverlauf ist das Ergebnis des in der Regel mit der Höhe abnehmenden Brechungsindex. Der dem Dielektrikum Atmosphäre zugehörige Brechungsindex n ist mit den meteorologischen Elementen Luftdruck p und Lufttemperatur T – entsprechend der Luftdichte – sowie Wasserdampfdruck e verknüpft. Die halbempirische Beziehung für den Brechungsindex von Radiowellen lautet:

$$(n-1) \cdot 10^6 = N = \frac{77,6 p}{T} + \frac{64,6 e}{T} + \frac{3,72 \cdot 10^5 e}{T^2} \quad [22]$$

Der Brechungswert N wird hierin zwecks leichterer Rechnung – n nahe 1 – für $(n-1) \cdot 10^6$ eingeführt. Die beiden ersten Glieder auf der rechten Seite der Gleichung [22] geben mit geringen Einschränkungen den optischen Bereich der Brechung wieder, während das dritte Glied allein den radio-optischen Einfluß auf den Brechungsindex aufzeigt. Die Umwandlung der Gleichung [22] durch Differentiation zeigt die unterschiedliche Wirkung des Wasserdampfes und gibt Auskunft über die Anteile der Schwankungen des Brechungsindex. Es gilt im optischen und radio-optischen Wellenlängenbereich für mittlere Verhältnisse am Boden:

$$N_{\text{opt}} = 0,27 p - 0,95 T - 0,04 e \quad [22a]$$

$$N_{\text{radio}} = 0,27 p - 1,27 T + 4,50 e \quad [22b]$$

Der Wasserdampfeinfluß im Radiowellenbereich ist hiernach 100mal größer als im optischen Wellenlängenbereich. Die Verteilung bzw. Änderung der Luftfeuchte spielt deshalb für die Radarwellenausbreitung eine entscheidende Rolle. Da die Temperatur- und Feuchteverteilung je nach Wetterlage von der Normalatmosphäre abweicht, unterliegt auch die Brechung der Radarstrahlen wetterabhängigen Schwankungen.

Der Brechungsindex n selbst, bezogen auf die Ausbreitungsgeschwindigkeit des Lichtes im Vakuum c_0 und die Geschwindigkeit der elektromagnetischen Welle in einer Atmosphäre mit vorstehendem Brechungsindex c_n , lautet

$$n = \frac{c_0}{c_n} \quad [23]$$

Aus dieser einfachen Beziehung wird bereits deutlich, daß die erwähnte negative Änderung des Brechungsindex mit der Höhe eine gleichgerichtete Geschwindigkeitszunahme der ausgestrahlten Welle beinhaltet, da $c_0 = \text{konst}$; d. h. die Wellenfront beginnt in der Höhe vorauszuweichen, so daß der Radarstrahl, dessen Achse als Normale auf der Wellenfront zu sehen ist, eine Krümmung zur Erdoberfläche hin erfährt. Die Strahlkeule des Radarstrahls, die bei geradliniger Ausbreitung die Form eines Kegels – mit der Kegelspitze an der Radarantenne – hat, erhält dann die Form eines gebogenen Hornes.

Die Abhängigkeit des Brechungsindex von den meteorologischen Elementen Luftdruck, Temperatur und Feuchte äußert sich in der Vertikalen vor allem in der Abweichung der beiden letzten Parameter von den Mittelwerten einer Standardatmosphäre. Mit Hilfe der Gleichung [22b] lassen sich die folgenden beiden Möglichkeiten der Wellenausbreitung bei horizontaler Abstrahlung darstellen (Abb. 27).

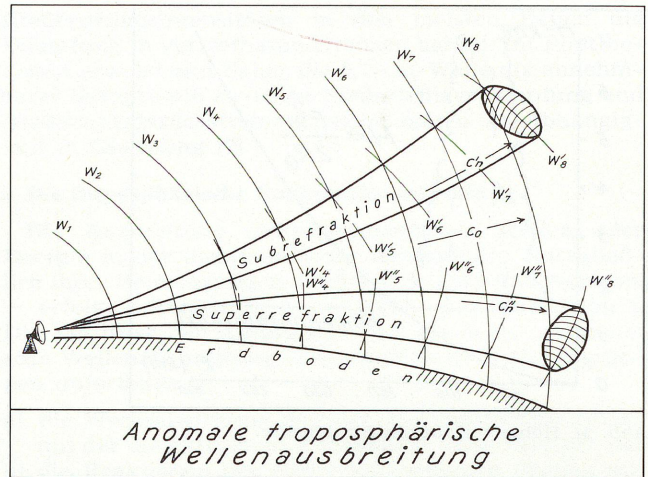


Abb. 27.

a) die Subrefraktion:

Der Brechungsindex nimmt mit der Höhe zu. Das setzt eine gegenüber der Normalatmosphäre stärkere Abnahme der Temperatur und weiterhin eine geringere Feuchteabnahme voraus. Damit weicht der errechnete Brechungswert in den einzelnen Druckflächen positiv von seiner Normalverteilung ab; d. h. die Atmosphäre ist optisch dichter geworden, so daß die ausgestrahlten elektromagnetischen Wellen weniger stark zur optisch dichtesten Grundsicht der Atmosphäre hin gebrochen werden, die untere Wellenfront eilt der oberen voraus. Die Strahlachse wird somit von der Erde weggebogen, was wiederum eine Verringerung der Radarreichweite bedeutet. Dieser Fall anomaler Strahlausbreitung kommt in der Atmosphäre jedoch selten vor.

b) die Superrefraktion:

Wesentlich häufiger wird in der Atmosphäre eine Temperaturzunahme und übernormale Feuchteabnahme beobachtet, d. h. der Brechungsindex nimmt in der Vertikalen stärker ab, da die Atmosphäre nach oben hin optisch dünner wird. Die Strahlachse wird zur Erdoberfläche hin gebogen, weil die Wellenfront nunmehr in ihrem oberen Teil beschleunigt wird. Entspricht der Strahlverlauf der halben Krümmung der Erdoberfläche – im Normalfall ein Viertel der Erdkrümmung –, so sprechen wir von mäßiger Superrefraktion. Ist die Krümmung des Radarstrahls jedoch drei Viertel der Erdkrümmung und mehr, so besteht starke Superrefraktion.

Unstetigkeitsstellen im Vertikalprofil, wie sie besonders für stabile Hochdruckwetterlagen mit ausgebildeten Inversionen typisch sind, bedingen eine Erhöhung der Reichweite. Sehr starke Vertikalgradienten des Brechungsindex geben Anlaß zu großen Überreichweiten, d. h. die Reichweite, im Mittel um 15 % gegenüber dem optischen Horizont erweitert, wird maximal bis 100 % vergrößert.

Die stärkste Beeinflussung des Strahlengangs erfolgt durch die Wellenleitung (engl. duct), bei der der Radarstrahl wie durch einen Hohlleiter in einer Schicht nahezu parallel dem Erdboden geführt wird (Abb. 28). Speziell über See kommt es infolge der Grenzschichtturbulenz praktisch ständig zur Ausbildung eines Bodenwellenleiters. Die sich ausbildenden starken Gradienten, vor allem gegeben durch die kräftige Wasserdampfabnahme, bedingen eine mehr oder weniger logarithmische Vertikalschichtung auch für den Brechungsindex.

Da eine Abhängigkeit zwischen der Mächtigkeit des Wellenleiters und der Wellenlänge besteht, ist der in unseren Breiten über See fast ständig vorhandene Ver-

dunstungswellenleiter mit Dicken von 20 m nur für Wellen kleiner 5,7 cm effektiv. Gelegentlich treten auch vertikal mächtigere Wellenleiter auf, bedingt vor allem durch Advektion und Absinkvorgänge in Hochdruckgebieten, die dann auch die dm-Wellenausbreitung entscheidend beeinflussen. Je nach der Mächtigkeit des Wellenleiters ist ein entsprechender Abstrahlwinkel erforderlich, um den Radarstrahl aus der Führung des Wellenleiters zu lösen. Die starken Störungen durch reflektierende Bodenziele können gewöhnlich bereits durch Strahlerhebungen wenig über 1 Grad abgestellt werden. Die erzielten Überreichweiten können entsprechend der Abb. 29 je nach der vertikalen Ausdehnung des Wellenleiters bis zu 200 % hinter dem normalen Radarhorizont liegen.

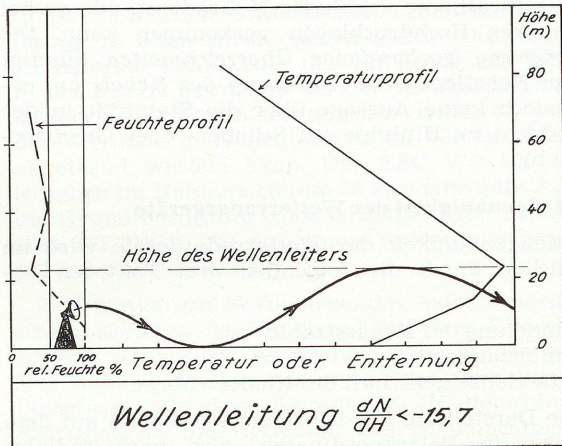


Abb. 28.

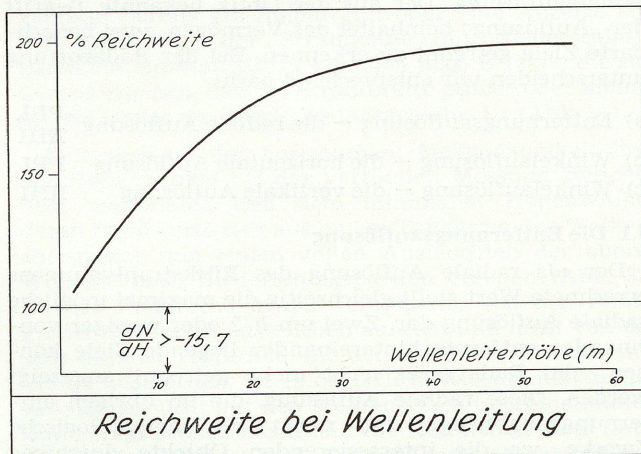


Abb. 29. Reichweite (%) in Abhängigkeit von der vertikalen Mächtigkeit des Wellenleiters für die 3,2-cm-Wellenlänge.

Es zeigt sich also, daß die Ausbreitung elektromagnetischer Wellen über größeren Wasserflächen einer besonderen Gesetzmäßigkeit unterliegt, während die Refraktion (Brechung), durch atmosphärische Unstetigkeiten hervorgerufen, auch bei den Radarstationen des Binnenlandes keine Seltenheit ist. Aus Radiosondaufstiegen ist uns bekannt, daß die Verteilung des Wasserdampfes in der Troposphäre sehr inhomogen sein kann, so daß mitunter extrem negative e -Gradienten in der unteren Troposphäre vorkommen, die sich darüber hinaus auf sehr dünne atmosphärische Schichten beschränken. Damit ist der Radarstrahlverlauf allgemein weniger einheitlich, als er dem Betrachter der hier gezeigten graphischen Darstellungen erscheinen mag.

3.3 Der Gradient des Brechungswertes dN/dH

In der Standardatmosphäre nimmt die Temperatur mit der Höhe um $0,65^\circ \text{C}$, der Dampfdruck um $0,33 \text{ mbar}$ pro 100 m ab. Der Gradient des Brechungswertes N , definiert für eine Höhenstufe von 100 m , ergibt sich auf Grund dieser meteorologischen Daten aus der folgenden Rechnung, bei der entsprechend der barometrischen Höhenstufe in Bodennähe für einen Höhenunterschied von 100 m angenähert 12 mbar eingesetzt werden.

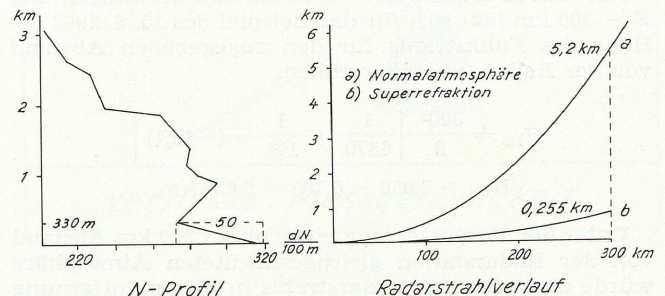
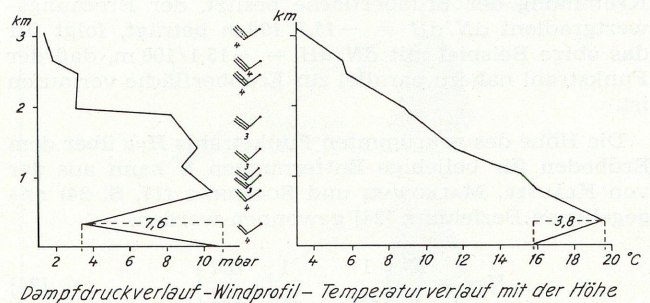
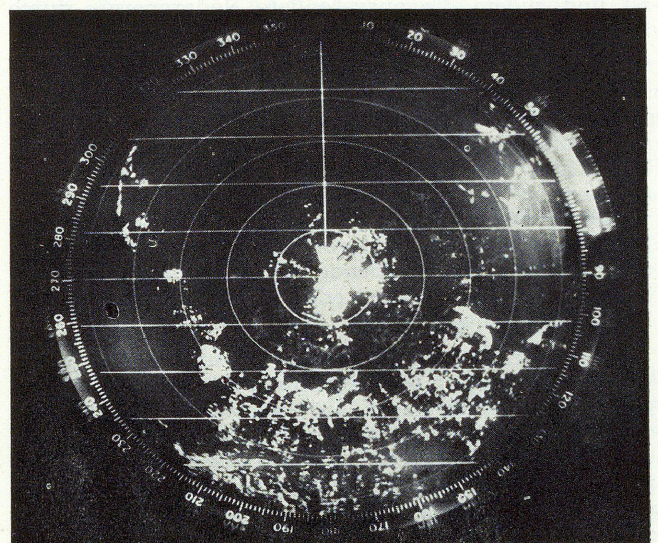
$$\frac{dN}{dH} = \frac{dN}{100} = \frac{N_{988 \text{ mbar}} - N_{1000 \text{ mbar}}}{100 \text{ m}} = -3,9/100 \text{ m},$$

worin – nach [22b] – für:

$$N_{1000 \text{ mbar}} = 0,27 \cdot 1000 - 1,27 \cdot 14,15 + 4,5 \cdot 10 = 297,03$$

$$N_{988 \text{ mbar}} = 0,27 \cdot 988 - 1,27 \cdot 13,5 + 4,5 \cdot 9,67 = 293,13$$

Der Gradient des Brechungswertes in der Grundschicht beträgt also für die Normalatmosphäre ungefähr $-4/100 \text{ m}$.

Abb. 30a. Vertikalverteilung von e , T und N am 15. 6. 1963 – 00.00 h über Schleswig und der zugehörige Radarstrahlverlauf.Abb. 30b. Überreichweiten im Bereich des Schleswiger Radargerätes bringen auf dem Bildschirm markante geographische Bezugspunkte zur Anzeige, so die Insel Sylt bei 300° und den Elbverlauf zwischen 180° und 220° .

Als Beispiel einer starken Superrefraktion kann die Wetterlage vom 15. Juni 1963 dienen, in deren Verlauf mit dem Schleswiger Wetterradargerät im 100-Meilen-Bereich verbreitet Überreichweiten beobachtet wurden (Abb. 30a, b). Aus dem aerologischen Aufstieg mit der Deutschen Sonde H 50 des Wetteramtes Schleswig vom 15. 6. 1963 — 00.00 h GMT wird deutlich, daß eine etwa 330 m hohe, durch nächtliche Ausstrahlung abgekühlte, feuchtereiche Grundsicht vorhanden war. Der Dampfdruck nahm mit der Höhe von 11 mbar auf 3,4 mbar ab, während die Temperatur von 15,8° C auf 19,6° C anstieg. Der Gradient des Brechungswertes für diese 330 m dicke Inversionsschicht ergibt sich aus der folgenden Rechnung:

$$\frac{dN}{dH} = \frac{N_{330\text{ m}} - N_{\text{Boden}}}{330\text{ m}} = -15,1/100\text{ m}$$

$$\begin{aligned} \text{aus } N_{\text{Boden}} &= 0,27 \cdot 1000 - 1,27 \cdot 15,8 + 4,5 \cdot 11 = 299,43 \\ N_{330\text{ m}} &= 0,27 \cdot 960 - 1,27 \cdot 19,6 + 4,5 \cdot 3,4 = 249,61 \end{aligned}$$

Da für den Extremfall, bei dem der Radarstrahl die Krümmung der Erdoberfläche besitzt, der Brechungswertgradient $dN/dH = -15,7/100\text{ m}$ beträgt, folgt für das obige Beispiel mit $dN/dH = -15,1/100\text{ m}$, daß der Funkstrahl nahezu parallel zur Erdoberfläche verlaufen ist.

Die Höhe des gekrümmten Funkstrahls H_{FS} über dem Erdboden für beliebige Entfernungen E kann aus der von KLAUSER, MALKOWSKI und SCHERHAG (17, S. 34) angegebenen Beziehung [24] gewonnen werden.

$$H_{\text{FS}} = \frac{E^2}{2} \left[\frac{1}{R_0} + \frac{1}{10^5} \cdot \frac{dN}{dH} \right] \quad [24]$$

Mit dem Erdradius $R_0 = 6370\text{ km}$ und der Entfernung $E = 300\text{ km}$ läßt sich für das Beispiel des 15. 6. 1963 die Höhe des Funkstrahls für den angegebenen Abstand von der Radarstation berechnen.

$$\begin{aligned} H_{\text{FS}} &= \frac{300^2}{2} \left[\frac{1}{6370} + \frac{1}{10^5} \cdot (-15,1) \right] \\ H_{\text{FS}} &= 7,050 - 6,795 = 0,255\text{ km.} \end{aligned}$$

Unter der Voraussetzung einer bis zu 300 km Abstand von der Radarstation gleichgeschichteten Atmosphäre würde die Achse des Radarstrahls in dieser Entfernung nur 255 m über dem Erdboden verlaufen. Dies ist zweifellos ein sehr theoretischer Wert, da die horizontale Verteilung der meteorologischen Elemente nicht stetig ist und zudem die ausgesendete Radarenergie durch Bodenreflexion und Absorption bereits auf wesentlich geringere Distanz zur Radarstation völlig verbraucht wäre.

Aufgrund der besprochenen Effekte der Erdkrümmung und der Brechung ergeben sich für den Radarbeobachter folgende Aussagen: Die Erdkrümmung erschwert bzw. verhindert die Erfassung von vertikal wenig entwickelten Niederschlägen, wie sie bei winterlichen Aufgleitvorgängen vorkommen, in Entfernungen über 150 km. Hochreichende Schauer können dagegen bis 250 km und Gewitter oder Unwetter auch darüber hinaus beobachtet werden.

Die Superrefraktion vergrößert zwar die Reichweite, da sie jedoch an stabile Schichtung mit geringen Windgeschwindigkeiten, also austauscharme Wetterlagen, wie sie normalerweise nur bei Hochdrucklagen anzutreffen sind, gekoppelt ist, wird hierdurch im allgemeinen keine effektive Verbesserung der Beobachtung erzielt. Der zu ortende Niederschlag tritt meist bei zyklonalen Wetterlagen auf, wo keine großräumige Superrefraktion zu beobachten ist. Westwetterlagen und verwandte synoptische Situationen zeigen Normalausbreitung.

Neben der großräumigen tritt die kleinräumige Superrefraktion hinter Schauer und Gewitter auch bei allgemein labiler Schichtung auf. Sie umfaßt dann jedoch nur kleine Areale von 100 oder höchstens 1000 km² Fläche. Die Ursache dieser Art von Superrefraktion ist darin zu suchen, daß der ausfallende Niederschlag der Schauer- oder Gewitterzelle auf dem Umweg über Verdunstungs- und Kontaktabkühlung am Erdboden vorübergehend eine Stabilisierung der unteren Schichten bewirkt. Dadurch wird der Austausch zwischen den feuchten unteren Schichten (0–500 m) und den oberen, durch Absinkvorgänge hinter der Niederschlagszelle trockeneren Schichten für 1–3 Stunden unterbunden. Demnach bewirkt eine dünne, aber sehr stark brechende Schicht die gleichen Superrefraktionserscheinungen wie ein über die untere Troposphäre konstanter, aber wesentlich schwächerer vertikaler N-Gradient, wie er bei ausgedehnten Hochdrucklagen vorkommen kann. Die Abschwächung vorhandener Überreichweiten kündigt zwar bei Nebellagen die Auflösung des Nebels an, erlaubt jedoch keine Aussage über die Stabilität in der Grundsicht im Hinblick auf Schauer- oder Gewitterentstehung.

4 Die Meßgenauigkeit der Wetterradargeräte

Die Meßgenauigkeit der Wetterradargeräte wird im wesentlichen durch die folgenden drei Faktoren bestimmt:

- Bündelung des Radarstrahls,
- Impulslänge und
- Reflexionseigenschaft des Niederschlags.

Da die Darstellung der Niederschlagsgebiete auf dem Bildschirm in Polarkoordinaten, also nach radialer Entfernung von der Radarstation und Winkel zur Nordmarke erfolgt, spricht man bei der Auflösung der Niederschlagsgebiete auf dem PPI von Entfernungs- und Winkelauflösung. Der aus der Optik bekannte Begriff der „Auflösung“ beinhaltet das Vermögen, zwei benachbarte Ziele getrennt zu erkennen. Bei der Radarortung unterscheiden wir entsprechend nach:

- | | |
|---|-------------|
| a) Entfernungsauflösung — die radiale Auflösung | PPI,
RHI |
| b) Winkelauflösung — die horizontale Auflösung | PPI |
| c) Winkelauflösung — die vertikale Auflösung | RHI |

4.1 Die Entfernungsauflösung

Der als radiale Auflösung des Rückstrahlvolumens errechnete Wert stellt gleichzeitig die maximal mögliche radiale Auflösung dar. Zwei um $h/2$ oder weniger voneinander entfernte hintereinander liegende Ziele können vom Radargerät nicht mehr getrennt angezeigt werden. Diese radiale Auflösung, die im übrigen entfernungsunabhängig ist, reicht für meteorologische Zwecke, wo die interessierenden Objekte durchweg Ausdehnungen über 1 km haben, völlig aus. Die Auflösung der Niederschlagsechos in radialer Sicht ist je nach Verwendung eines langen oder kurzen Impulses unterschiedlich. Bei den hier angesprochenen Geräten METEOR 200 und EEC WR 100–5 beträgt die Auflösung unter Verwendung des langen Impulses 450 m. Das METEOR 200 erreicht mit einem kurzen Impuls für den Nahbereich eine Auflösung von 75 m. Da bei der Tiefe der zu ortenden Niederschlagsgebiete jedoch keine scharfen Grenzflächen auftreten, haben diese Werte sehr theoretischen Charakter; dennoch ist das Auflösungsvermögen für die getrennte Anzeige von hintereinander liegenden Starkregenzellen innerhalb eines Gewitters von Bedeutung.

4.2 Die Winkelauflösung

Die horizontale und vertikale Auflösung ist zunächst von der Strahlbündelung und damit auch von der Entfernung des Echos abhängig. Bei der horizontalen Auf-

lösung müssen die einzelnen Niederschlagszellen voneinander größere Abstände aufweisen, damit sie noch getrennt angezeigt werden. Welchen Abstand (km) die einzelnen Echos in Entfernungen zwischen 50 und 200 km haben müssen, ergibt sich aus der Breite der Strahlkeule.

Radargerät	Entfernung E				
	50	100	150	200	(km)
METEOR 200	0,7	1,4	2,1	2,8	h, v
EEC WR 100-5	1,2	2,5	3,7	4,9	h, v

h = horizontal v = vertikal Abstand in km

Da die beiden aufgeführten Radargeräte mit rotationssymmetrischen Strahlkeulen arbeiten, ist die Auflösung in allen Strahlebenen gleich. Die Vorteile der schmalen Strahlkeule des METEOR 200 zeigen sich in der Praxis besonders bei der vertikalen Sondierung, da hier selbst für Entfernungen zwischen 50 und 100 km die Vertikale in Höhenintervallen von ungefähr 1 km abgetastet werden kann. Das EEC WR 100-5 bringt lediglich im Nahbereich (um 50 km) eine gute Auflösung, ein Grund dafür, die Höhenanzeige (RHI) im Gegensatz zum METEOR 200 auf einen Entfernungsbereich von 100 km zu begrenzen.

Der Winkel zur Nordmarke, das Azimut eines Niederschlagsgebietes, dessen Signal auf dem Bildschirm erscheint, wird durch die Stellung der Antenne festgelegt. Der Winkel, bei dem das erste Echo erscheint, ist nicht unbedingt mit dem Azimut des Niederschlagsrandes identisch, da die Reflexion des Niederschlagsgebietes recht unterschiedlich ausfallen kann. Die auftretenden Verzeichnungen liegen infolgedessen zwischen Niederschlagsechos, die um den gleichen Betrag zu klein ausfallen, je nachdem, ob der Rand des Niederschlagsgebietes bereits ein Signal gibt oder eine Anzeige erst bei Ausfüllung der Strahlkeule mit Niederschlagspartikeln einsetzt. Hinzu kommen noch Effekte, die sich daraus ergeben, daß die Strahlbreite größer oder kleiner als die Breite des Niederschlagsgebietes ist (Abb. 31).

Entsprechend der horizontalen Meßgenauigkeit liegt der Höhenwinkel bei der vertikalen Messung zwischen dem maximalen und dem minimalen Höhenwinkel, deren Gradwerte sich aus einem Tangieren der Wolkenobergrenze und einem vollen Ausleuchten der oberen Wolken- bzw. Niederschlagspartien ergeben (Abb. 32). Da das Radarecho in der Hauptsache von den relativ großen Niederschlagsteilchen ausgeht und nicht von den sehr kleinen Tröpfchen, die den sichtbaren Anteil einer Wolke ausmachen, ist es erklärlich, daß die maximalen Echohöhen nicht mit den Wolkenhöhen übereinstimmen. Das besagt jedoch nicht, daß die Echohöhen stets unter den Wolkenhöhen liegen. So werden in Gewittern, ungeachtet der Tatsache, daß das Tropfenspektrum im oberen Drittel eines Cb eine Zusammensetzung zu den kleineren Partikeln hin aufweist, gelegentlich größere Höhen gemessen als beobachtet. Eine Erklärung hierfür geben die mit großen Vertikalgeschwindigkeiten aus dem Bereich der Mischwolke nach oben geführten Eispartikel, die gelegentlich als sogenannte Hagelfahnen in der Höhe zyklonal aus dem Gewitter herausgeführt werden und auf dem Radarschirm als Haken (engl. hooks) aus dem aufgezeichneten Niederschlagsgebiet herausragen. Zu dieser Unsicherheit in der Höhenmessung kommt aus der Praxis die Feststellung, daß gleichzeitige Vertikalsondierungen zweier Radargeräte für die Höhe eines Echos erhebliche Unterschiede aufweisen, in Extremfällen bis 2 km.

Bei der Benutzung der Höhenanzeige kann die Echohöhe auf der Höhenskala abgelesen werden. Es sind jedoch Korrekturen der Strahlbreite und der Erdkrümmung erforderlich. Die direkte Messung des Höhen-

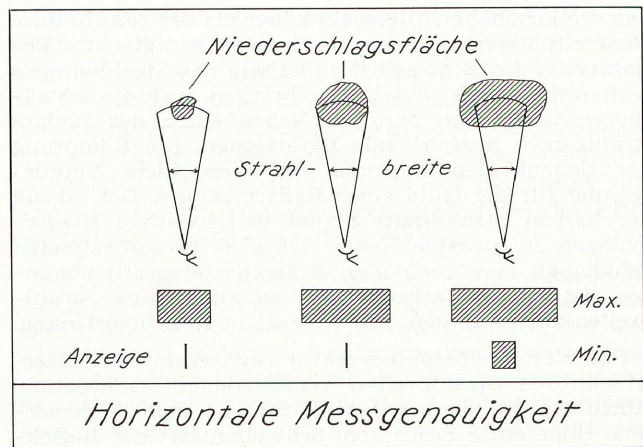


Abb. 31.

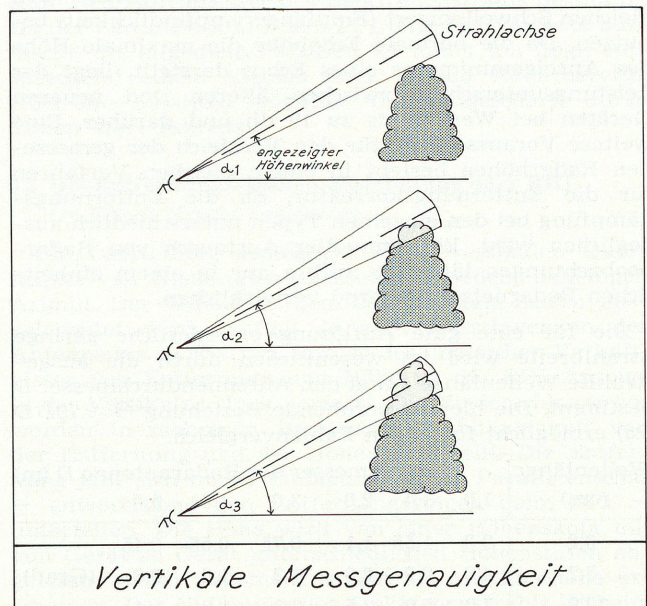


Abb. 32.

winkels bringt bereits bei kleinen Fehlern erhebliche Ungenauigkeiten entsprechend der jeweiligen Echoentfernung. Die Genauigkeit der Höhenwinkelmessung wird allgemein mit 0,5 Grad angegeben, bei Berücksichtigung von mechanischen, elektrischen und Beobachtungsfehlern.

Die Abweichung in der Echohöhe infolge fehlerhafter Höhenwinkel und unterschiedlicher Echoentfernungen zeigt die folgende Aufstellung.

Höhenwinkel- fehler	Echoentfernung				
	50	100	200	300	km
0,3°	0,3	0,5	1,0	1,6	
0,5°	0,4	0,9	1,7	2,6	km
1,0°	0,9	1,7	3,5	5,2	

Die wahre Wolkenhöhe kann in einem Vergleich mit Flugzeugbeobachtungen oder im Anmessen von Bergen mit bekanntem Reflektivitätsniveau unter normalen Ausbreitungsbedingungen gefunden werden.

Der Radarstrahlfehler kann je nach der Niederschlagsart durch die halbe Strahlbreite $\theta/2$ korrigiert werden. So beruht die Subtraktion der halben Strahlbreite auf der Annahme, daß nur ein kleiner Anteil des Niederschlags, der in den Strahl hineinragt, bereits angezeigt wird. In starken Schauern oder Gewittern wer-

den die Echohöhen allgemein höher als das gewöhnliche Niederschlagssecho liegen, da infolge der starken Reflektivität das Echo selbst außerhalb des Strahlwinkels noch nicht verschwindet. Hier bringen auch die schwächeren Leistungen aus den Nebenkeulen des Radarstrahls noch ausreichende Reflexionen. Die Dämpfung der Nebenkeulen ist somit eine wesentliche Voraussetzung für die Güte einer Radarmessung. Der Abzug der halben Strahlbreite bringt in schwachen Niederschlägen zu niedrige Höhen. Da also die auftretenden Echohöhen vom vertikalen Reflektivitätsprofil abhängen, ist der Radarbeobachter gehalten, eine Strahlbreitenkorrektur von Fall zu Fall neu zu überdenken.

Der Wert der Strahlkorrektur variiert mit den unterschiedlichen Strahlbreiten verschiedener Radargeräte. Hinzu kommt, wie leicht einzusehen ist, daß die gemessene Höhe eines Echos vom Schwellenwert der Reflektivität, dem Wert des kleinsten anzeigbaren Radarechos abhängt. Somit ergibt sich auch hier nur eine Vergleichsmöglichkeit, wenn alle Radargeräte den gleichen Schwellenwert (Empfängerempfindlichkeit) benutzen. Da die normale Echohöhe die maximale Höhe des Anzeigeminimums eines Echos darstellt, liegt der Leistungsunterschied zwischen älteren und neueren Geräten bei Werten bis zu 10 db und darüber. Eine weitere Voraussetzung für den Vergleich der gemessenen Radarhöhen besteht in einem gleichen Verfahren für die Entfernungskorrektur, da die Entfernungsdämpfung bei den einzelnen Typen unterschiedlich ausgeglichen wird. Ein sinnvoller Austausch von Radarbeobachtungen läßt sich mithin nur in einem einheitlichen Radarnetz annähernd verwirklichen.

Die für eine gute Auflösung erforderliche geringe Strahlbreite wird im wesentlichen durch die ausgestrahlte Wellenlänge λ und den Antennendurchmesser D bestimmt. Die hierauf beruhende Beziehung $\Theta \approx 70\lambda/D$ (25) ermöglicht folgenden Zahlenvergleich.

Wellenlänge (cm)	Durchmesser der Radarantenne D (m)					
	1,0	1,4	2,0	3,0	4,0	5,0
3,2	2,2	1,55	1,1	0,75	0,56	0,45
5,7	4,0	2,9	2,0	1,3	1,0	0,8
10,0	7,0	5,0	3,5	2,3	1,8	1,4

Strahlbreite Θ

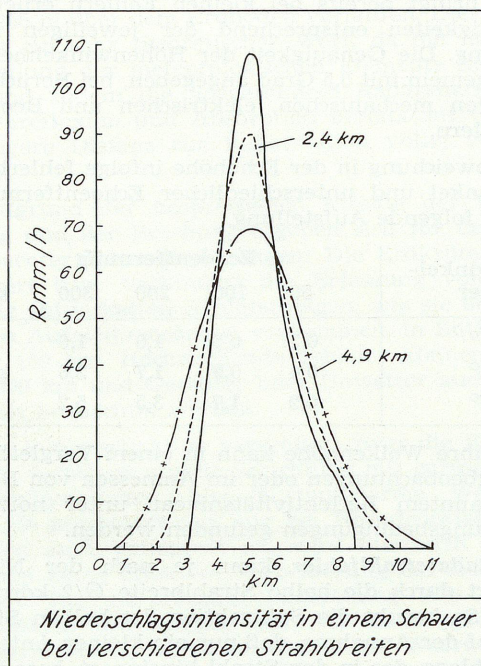


Abb. 33. Niederschlagsintensität und Strahlbreite bei 100 km.

Auch in der horizontalen Ebene werden geringe Strahlbreiten bevorzugt, da zu große Strahlkeulen keine Auflösung der Niederschlagsintensitäten mehr bringen, d. h. das eigentliche Niederschlagsmaximum innerhalb eines Niederschlagsgebietes wird zu schwach angezeigt. Dagegen wird in den Randpartien des Niederschlagsgebietes eine zu hohe Niederschlagsmenge wiedergegeben. Die Abb. 33 veranschaulicht diesen Effekt, der für einen Schauer in 100 km Entfernung bei der zugehörigen Strahlbreite von 2,4 km eine um 10 % geringere Maximalintensität ergibt. Bei einer Strahlbreite von 4,9 km ergibt sich in dieser Entfernung bereits ein um 30 % geringerer Wert, während die Breite des Niederschlagsgebietes um beinahe das Doppelte zugenommen hat.

5 Die Darstellungsarten des Wetterradars

Die Darstellungsarten oder Präsentationssysteme der Wetterradargeräte haben ebenfalls Einfluß auf die Meßgenauigkeit, da hier die Ablesegenauigkeit die Güte der Meßergebnisse bestimmt.

5.1 Die Panorama-Anzeige oder PPI

(= Plan Position Indicator)

Die reflektierten elektromagnetischen Wellen („Echo“) werden auf einer Bildröhre sichtbar gemacht. Im Unterschied zu der Bildröhre des Fernsehens, bei der das Bild in nicht wahrnehmbarer Folge zeilenweise aufgezeichnet wird, werden die reflektierten Radarimpulse radial, d. h. vom Mittelpunkt der Bildröhre ausgehend, strahlenförmig nach außen aufgezeichnet. Der Zeichensstift hierbei ist ein Elektronenstrahl, der vom Nullpunkt (meist Bildmitte) aus abgelenkt wird. Er tastet im allgemeinen unsichtbar, zeichnet jedoch dort einen hellen Punkt, wo ein Echoimpuls eintrifft. Der Elektronenstrahl läuft synchron (gleichzeitig) mit der Antenne um und wird in der jeweiligen Antennenrichtung radial abgelenkt. Die hieraus resultierende Darstellungsart ist die *Polarkoordinaten-Darstellung*. Die reflektierenden Ziele werden hierbei in ihrer wahren Entfernung zur Radarstation und unter dem richtigen Azimut, dem Winkel zur Nordmarke, aufgezeichnet. Das Azimut ist auf dem Außenring des Bildschirms abzulesen.

Da die Bildröhre mit einer nachleuchtenden Schicht versehen ist, entsteht bei allgemein fünf Antennenumdrehungen pro Minute der Eindruck eines geschlossenen Bildes. Zur Unterteilung des Koordinatensystems werden in festen Abständen elektronisch fünf Entfernungsringe eingeblendet. Der Maßstab der Abstände zwischen den Entfernungsringsen ändert sich mit der Wahl des Entfernungsbereichs. Das METEOR 200 hat 5 Entfernungsbereiche zwischen 20 und 400 km, während das EEC WR 100-5 unter Bereichsverdoppelung von 50 bis 400 km 4 Entfernungsbereiche aufweist. Der gesamte Bereich kann mit einer beweglichen Entfernungsmarke abgetastet werden. Gleichzeitig wird bei einigen Radargeräten die Nordmarke eingeblendet, damit eventuelle Verschiebungen zwischen dem 360°-Skalenwert und der Nordrichtung auf der Bildröhre bemerkt und korrigiert werden können (Abb. 34a, b).

Die Panorama-Anzeige erlaubt somit zunächst eine Positionsbestimmung und daraus eine Beobachtung von Bewegungsabläufen. Die Information über die Intensität bleibt jedoch relativ, da die Intensitätsanzeige durch den Rauschpegel (Nullwert) und den Sättigungswert der Helligkeit begrenzt wird.

5.1.1 Die Genauigkeit der Darstellung

Die vorweg beschriebenen Ungenauigkeiten in der horizontalen und vertikalen Auflösung wirken sich auf die Anzeige aus. Die Fehler aus der Strahlbreite und der Impulslänge führen auf dem PPI zu folgenden Verzerrungen in der Darstellung. Die endliche Breite des

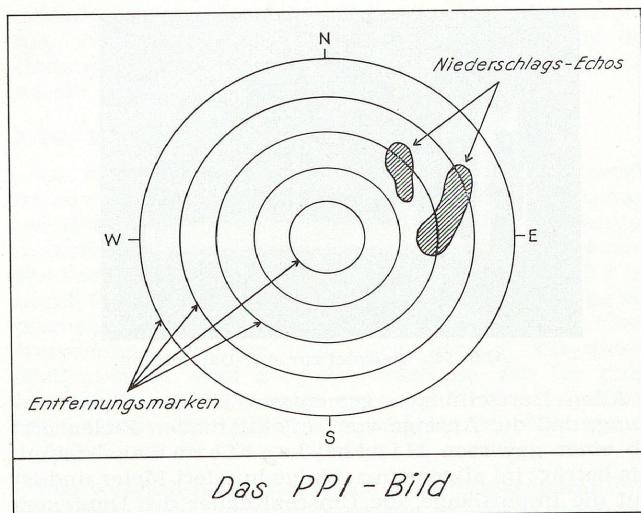


Abb. 34a. Panorama-Anzeige (PPI).

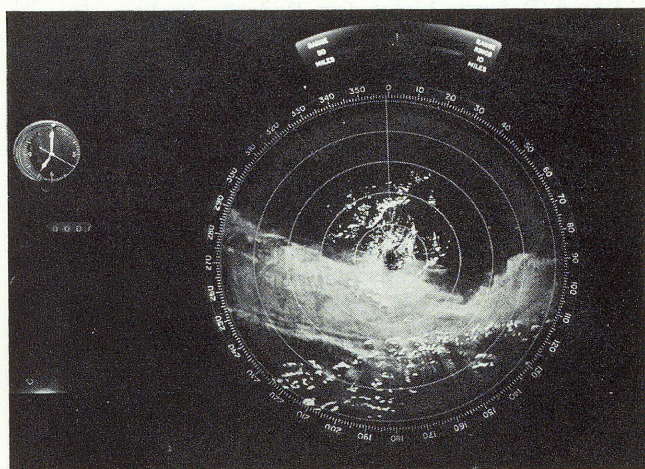


Abb. 34b. Beispiel zur Panorama-Anzeige (Bodenechos = Alpen).

Radarstrahl bewirkt, daß ein punktförmiges Ziel, das der Radarstrahl erfaßt, als kleines Kreisbogenstück statt als Punkt auf dem Bildschirm abgebildet wird; denn beim Hinwegstreichen des Radarstrahls, den man sich seiner endlichen Winkelöffnung wegen nicht als Gerade, sondern als schmalen Sektor vorstellen muß, tritt eine Ortung des Zieles nicht nur auf, wenn die Achse des Radarstrahls das Ziel trifft, sondern schon etwas früher bzw. etwas später. Bei nicht punktförmigen Zielen wie Regenschauer oder Gewitter bezieht sich die Vergrößerung der Zielausdehnung auf die seitliche Begrenzung der Niederschlagszelle. Bei schwach reflektierenden Niederschlägen, wie leichter Regen oder Schnee, tritt der umgekehrte Fall ein, daß die Ausdehnung des Niederschlagsgebietes zu gering ausfällt. Da im Einzelfall meist unbekannt ist, ob die Ränder einer Niederschlagszelle nun stark oder schwach reflektieren – auch bei einem im Kern starken Gewitter können die Randpartien der Gewitterzelle sehr wohl aus Zonen sehr schwachen Regens bestehen –, liegt der mögliche Fehler bezüglich der Echodimensionen quer zum Radarstrahl in der Größenordnung $\pm \tan \theta / 2 \cdot E$. Der maximale Fehler der seitlichen Zieldimension ergibt sich, entsprechend der endlichen Breite des Radarstrahls bei den verwendeten Gerätetypen, für die Entfernungen 10, 100 und 200 km zu:

METEOR 200	105 m	1047 m	2095 m
EEC WR 100–5	131 m	1309 m	2618 m

Im Nahbereich ist der maximal mögliche Fehler erträglich, während für größere Entfernungen die Verzeichnung im Verhältnis zur tatsächlichen Ausdehnung der Niederschlagszelle beträchtlich sein kann. Aus diesem Grunde sind Aussagen über die Niederschlags-tätigkeit in den Randpartien der Schauer- oder Gewitterzellen nicht möglich. Als Faustregel ergibt sich hiernach, daß die Winkelmeßgenauigkeit bei der PPI-Darstellung ungefähr ± 1 Grad beträgt.

Da der radiale Auflösungsfehler entfernungsunabhängig ist und somit auf allen Entfernungsbereichen bei langen Impulsen maximal nur Abweichungen von wenigen hundert Metern auftreten können, ist es belanglos, ob bei einem Gewitter mit dem Durchmesser 10 km die Differenz zwischen dem vorderen und dem hinteren Rand des Echos auf dem PPI beispielsweise 10,2 km beträgt.

Die Abbildungsgenauigkeit wird weiterhin von dem endlichen Durchmesser des Elektronenstrahls bestimmt. Da der Leuchtfleck auf dem PPI eine feste Strecke ausmacht, die allgemein zwischen 0,1 und 1 km liegt, entsprechend einem kleinen oder großen Radarbereich, wird eine maximal mögliche Abbildungsschärfe durch diesen Wert begrenzt.

5.2 Die Entfernungs-Höhen-Darstellung oder RHI (= Range Height Indicator)

Die Darstellung ermöglicht einen vertikalen Querschnitt von Niederschlagsgebieten in jedem beliebigen Azimut. Der Winkel, in dem der vertikale Sektor ausgeleuchtet wird, beträgt je nach Ausschwenken der Antenne bis zu 90 Grad. Infolge des ungleichen Verhältnisses von Entfernung und Höhe ist die RHI-Anzeige in der Vertikalen stark verzerrt. Die Niederschlags-echos werden in mehreren Bereichen in Abhängigkeit von der Entfernung und der Höhe dargestellt. Die Entfernung läßt sich durch Einblenden einer Parallelschar – entsprechend den Entfernungsrings beim PPI – unterteilen. Die Höhe wird von einer Höhenskala mit von Gerät zu Gerät unterschiedlichen Höhenstufen abgelesen, wobei allgemein 20 km als Maximalhöhe erscheinen. Der Nullpunkt des Elektronenstrahls ist beim METEOR 200 aus der Röhrenmitte heraus an den linken unteren Bildrand versetzt. Auf der rechteckigen Darstellung des EEC WR 100–5 beginnt der Basisstrahl ebenfalls in der linken unteren Ecke. Für die Genauigkeit der Darstellung, besonders der Höhe, gelten die bereits dargelegten Einschränkungen (Abb. 35a, b).

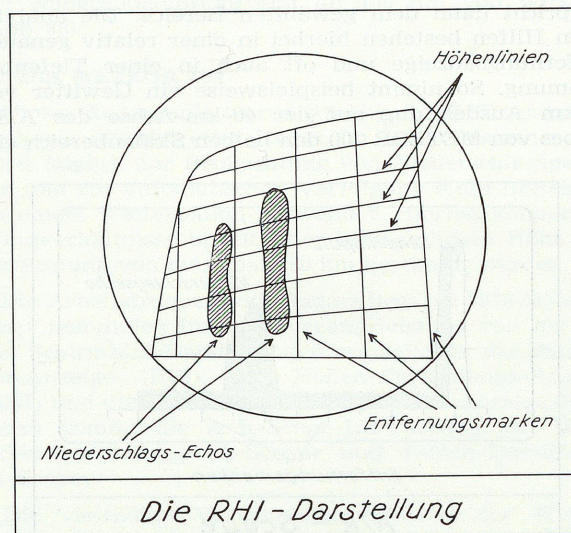


Abb. 35a. Höhendarstellung.

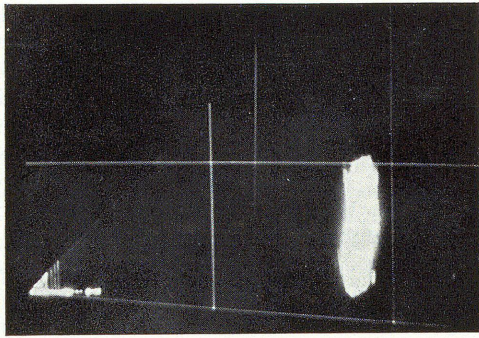


Abb. 35b. Beispiel zur Höhendarstellung.

5.3 Die Entfernungs-Höhenwinkel-Darstellung oder REI (= Range Elevation Indicator)

Das METEOR 200 ermöglicht mit dieser Darstellung eine maßstabsgetreue Aufzeichnung des Niederschlags-echos neben der verzerrten Höhendarstellung des RHI. Der Nullpunkt rückt bei der Entfernungs-Höhenwinkel-Anzeige wieder in den Mittelpunkt der Bildröhre. Damit verkleinert sich die Fläche für die Darstellung beträchtlich, ein Grund dafür, daß diese Art der Darstellung in der Praxis wenig Anklang findet. So werden die Echohöhen außerhalb des Nahbereichs verschwindend klein – abnehmender Höhenwinkel –, während bei der Entfernungs-Höhen-Anzeige gleiche Höhen für alle Entfernungen eine gleiche Darstellung erfahren (Abb. 36a, b).

5.4 Die Laufzeit-Amplituden-Darstellung oder A/R-Scope (= Amplitude Range Indicator)

Die Laufzeit-Amplituden-Darstellung oder Entfernungs-Intensitäts-Anzeige ist ein wesentliches Hilfsmittel bei der Auffindung maximaler Intensitäten. So wie bei der automatischen Zielverfolgung durch das Windradar stets das Intensitätsmaximum eingependelt wird, so kann bei der Niederschlagsbeobachtung mit dem Wetterradar das Gebiet maximaler Niederschlagsintensität in einem bestimmten Azimut festgelegt werden, d. h. bei der A/R-Darstellung ist der Reflektor in einem festen Azimut ausgerichtet. Der reflektierte Impuls wird auf einer horizontalen Entfernungsskala (Zeitachse), die mit dem Sendepuls (0-Punkt) beginnt, aufgezeichnet. Die Ablenkung des Elektronenstrahls von der Basislinie in die Vertikale, die Amplitude des Echos, ist ein relatives Intensitätsmaß. Je nach der Größe der Amplitude handelt es sich um ein schwächer oder stärker reflektierendes Ziel. Das A/R-Scope kann für zwei bis drei Teilbereiche des gesamten Radarbereichs verwendet werden. Die Einteilung der Entfernungsskala entspricht dann dem gewählten Bereich. Die analytischen Hilfen bestehen hierbei in einer relativ genauen Entfernungsanzeige und oft auch in einer Tiefenbestimmung. So nimmt beispielsweise ein Gewitter von 20 km Ausdehnung auf der 40-km-Achse des A/R-Scopes von METEOR 200 den halben Skalenbereich ein.

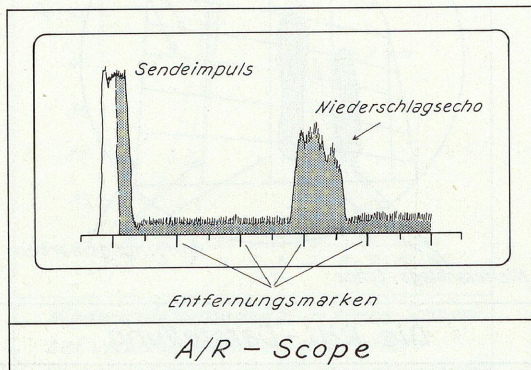


Abb. 36a. A/R-Darstellung.

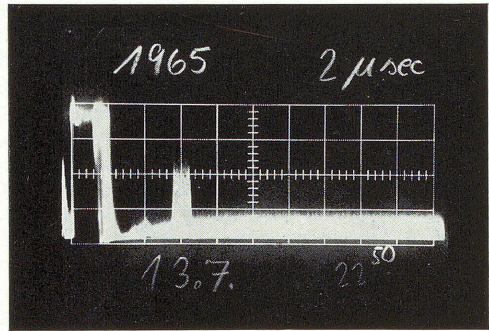


Abb. 36b. Beispiel zur A/R-Darstellung.

Allen Darstellungen gemeinsam ist die Einschränkung, daß die Anzeige von reflektierenden Zielen erst ab einer gewissen Minimalentfernung beginnt. Sie beträgt im allgemeinen einige hundert Meter und ist auf die Impulslänge, die Umschaltdauer des Duplexers von Senden auf Empfang sowie die Rückstrahleigenschaft des Zieles zurückzuführen.

Das A/R-Scope bietet dem Radarbeobachter eine anschauliche Vorstellung von der starken Szintillation der von den rückstreuenden Zielen als Meßwert empfangenen Reflektivitätsenergie.

5.5 Die Bodenstörungseffekte (Ground Clutter)

Die Echos von Festzielen oder Bodenechos, die auf jedem Radarschirm auftreten, stören im Nahbereich die Erkennung von Niederschlags-echos. Sie werden daher als störend empfunden, so daß man durch die Anhebung der Antenne oder Einschalten der Nahechodämpfung ihren Einfluß umgeht; dennoch ist diese Erscheinung von mancherlei Nutzen.

Bestimmte Echos oder Echogruppen dienen zur geographischen Orientierung, nachdem sie, ähnlich den Sichtmarken bei der optischen Entfernungsbestimmung, einmal festgelegt wurden. Befinden sich in der näheren Umgebung der Radaranlage größere Erhebungen – hohe Bauten, Hügel –, so blenden sie den horizontalen Radarstrahl in dem dahinterliegenden Sektor völlig aus. Diese „toten Sektoren“ treten jedoch bei der Niederschlagsortung weniger in Erscheinung. Lediglich bei den vertikal wenig entwickelten Niederschlägen, wie winterlichen Schneefällen und Sprühregen oder besonders niedrigen Schauern, wirkt sich die Abschattung durch geringere Intensitätsanzeigen, die sich auch in der horizontalen Ausdehnung des Echos widerspiegeln, störend aus. Gewitter und andere hochreichende sommerliche Niederschläge kommen jedoch ungestört zur Anzeige.

Im einzelnen lassen sich die störenden Bodenechos bzw. Reflexionen fester Ziele in nützlicher Weise verwenden für

- 1) die Anfertigung einer Plotterkarte mit Hilfe der Bodenechos in der näheren Umgebung – bis 50 km,
- 2) die Kontrolle der Nordorientierung des Radarbildes;
- 3) markante Echos als Bezugspegel für die Empfindlichkeit der Radaranlage,
- 4) die Betriebszustandskontrolle durch geübte Radarbeobachter,
- 5) die Größenordnungen der zu erwartenden Regenintensitäten, die aus der Stärke des „Schattenwurfs“ eines heranziehenden Gewitters auf dahinter liegende Festzielechos geschlossen werden kann, und
- 6) die Stärke der Superrefraktion aus der Intensitätszunahme entfernter Bodenechos – über 30 km hinaus.

Die Bodenstörungseffekte sind in allen Darstellungsarten anzutreffen; sie nehmen jedoch in den unteren Bereichen (bis 100 km) der Panorama-Anzeige gegenüber der Höhenanzeige den flächenmäßig größten Anteil des

Bildschirms ein. Markante Echos nach (3) lassen sich auf dem A/R-Scope darstellen, nachdem zuvor der Radarstrahl auf das Azimut des Bezugssechos eingestellt wurde.

6 Das Wetterradargerät

Da die Absorption der elektromagnetischen Energie durch den Wasserdampf und Sauerstoff der Atmosphäre bei Wellenlängen über 3 cm relativ gering ist, werden in außertropischen Breiten mit überwiegend geringer Niederschlagsintensität häufig Wellenlängen von 3,2 cm und 5,7 cm verwendet; in den Tropen findet infolge der hier auftretenden Tropfengröße auch die 10-cm-Wellen Verwendung. Wolken und Nebel können mit diesen Wellenlängen nicht geortet werden, so daß für diese kleintropfigen Kondensate spezielle Wolkenradars mit Wellenlängen im Millimeterbereich erforderlich sind, so zum Beispiel die 0,9-cm-Wellen.

Die wesentlichsten Bausteine einer Radaranlage sind der *Sender* und der *Empfänger*, die *Antenne* (Reflektor) und das *Sichtgerät* (Abb. 37). Die prinzipielle Arbeitsweise eines Radargerätes läßt sich kurz skizzieren.

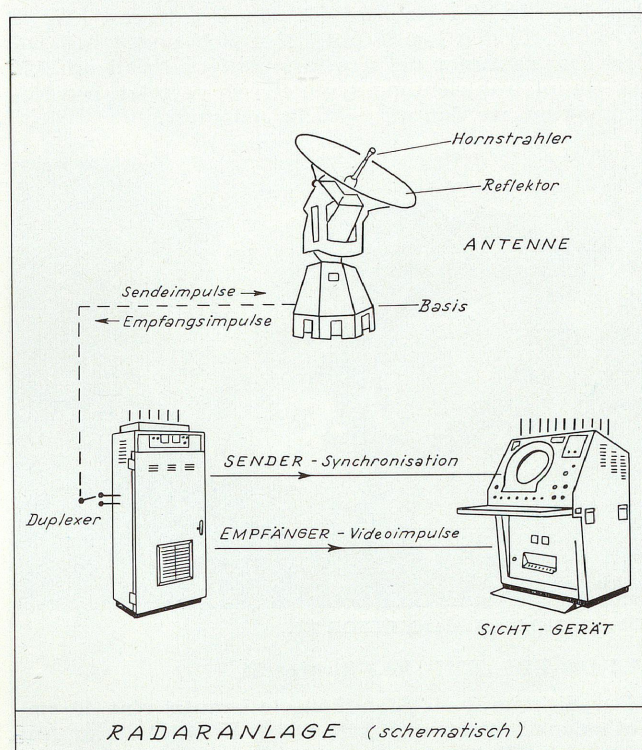


Abb. 37.

Im Sender werden mit Hilfe der Senderöhre (Magnetron) hochfrequente elektromagnetische Wellen erzeugt und mit einer bestimmten Pulsfrequenz kurzzeitig (Impulsdauer τ) über den Hohlleiter der paraboloidförmigen Richtantenne zugeführt. Die Impulslänge h und die Impulsfolgefrequenz pps (= pulse per second) müssen so aufeinander abgestimmt sein, daß in der Pause zwischen zwei Impulsen selbst Echos aus der größten vorgesehenen Reichweite des Radargerätes noch empfangen werden können. Nach jeder Impuls-Sendung wird der Sender mit Hilfe des Umschalters (Duplexers) abgeschaltet, so daß die Anlage nun auf Empfang steht. Ein Bruchteil der ursprünglichen Sendenenergie, der während dieser Zeit aus unterschiedlichen Entfernungen reflektiert und von der Antenne wieder aufgefangen wird, gelangt ebenfalls durch den Hohlleiter in den Empfänger. Hier werden die reflektierten Hochfrequenz-(HF-)impulse mit den HF-Schwingungen eines Oszillators (Klystron) im Mischer (Mixer) auf die Zwischen-

frequenz (Differenzfrequenz) umgesetzt. Durch automatische (Auto-) oder von Hand (MAN-Betrieb) Regelung wird die Klystronfrequenz stets auf einem festen Wert gehalten. Die Summe der aus einem Rückstrahlvolumen erhaltenen Energieanteile wird über die Zwischenfrequenz im Zwischenfrequenz-Vor- und Hauptverstärker um zusammen 100–110 db, d. h. auf das 10 000 000 000-fache verstärkt und anschließend mit einem Gleichrichter in Gleichstromimpulse (Videoimpulse) umgewandelt. Diese werden im Videoverstärker nochmals verstärkt, bevor sie dem Anzeigegerät zugeleitet werden und dort auf der Bildröhre (Kathodenstrahlröhre) erscheinen.

Ergänzend zu dieser kurzen Darstellung der Arbeitsweise eines Radargerätes sei an dieser Stelle auf zwei Schaltungen aufmerksam gemacht, die bei den meisten Geräten unter den nachfolgenden Bezeichnungen markiert sind.

AFC (Automatic Frequency Control):

Die Frequenzregelung hat die Aufgabe, die Klystronfrequenz, die um 30 MHz von der Sendefrequenz abweicht, stets auf dieser Differenz zu halten. Die Frequenzinstabilität des Senders macht es erforderlich, daß mit Hilfe einer gleitenden Frequenznachführung ein automatischer Ausgleich erfolgt. Dazu werden die Abweichungen nach der Mischung als (+ oder -) Impuls für die Korrektur der Zwischenfrequenz des Oszillators verwendet. Zur manuellen Abstimmung der Klystronfrequenz durch den Wartungsdienst dient die MFC (Manual Frequency Control), die somit für den Beobachtungsdienst ohne Bedeutung ist. Das typische Erscheinungsbild für nicht ausgeglichene Frequenzinstabilitäten bei defekter Anlage ist das sporadische Auftreten von toten Sektoren auf dem Bildschirm.

STC (Sensitivity Time Control):

Die Nahechodämpfung versucht die Empfängerempfindlichkeit in Abhängigkeit von der Entfernung zu verändern, so daß ein Videosignal für unterschiedliche Entfernungen bei gleicher Zielstärke eine gleich große Amplitude (Intensität) aufweist. Normalerweise wird der Empfänger bei der Zeit Null, also zu Beginn der Empfangszeit, auf eine niedrigere Verstärkung umgeschaltet. Die dazu notwendige Vorspannung wird bei zunehmender Entfernung oder fortschreitender Empfangszeit langsam vermindert und dadurch die Verstärkung erhöht. Das METEOR 200 vermindert die Empfängerempfindlichkeit bis 10 nm oder 20 km um 20 db. Ab dieser Entfernung nimmt dann die Empfindlichkeit bis 100 nm oder 180 km linear zu. Bei dem EEC WR 100–5 erfolgt die Zunahme nach einer e-Funktion. Somit wird die angegebene Empfängerempfindlichkeit bei Einlegen der Nahechodämpfung erst ab 100 nm voll wirksam (Abb. 38).

6.1 Das METEOR 200

Dieses Radargerät wurde sowohl als Wetterradar als auch als Wind-Wetter-Radar im DWD installiert. Es wird folglich zur Beobachtung von Niederschlagsgebieten und zur automatischen Verfolgung eines Reflektors an einem Wetterballon verwendet. Hierbei können die Windverhältnisse bis zu einer beträchtlichen Höhe und Entfernung von maximal 180 km bestimmt werden.

Die Arbeitsfrequenz des Radars liegt bei 9375 MHz mit einer nominalen Impuls-Ausgangsleistung von 200 kW. Die Schirmbild-Darstellungen ermöglichen die Panorama-Anzeige (PPI), die Höhen-Entfernungs-Anzeige (RHI) und die Entfernungs-Höhenwinkel-Anzeige (REI); hinzu kommt die A/R-Scope-Information mit Übersichts-Darstellung (A-Scope) und Lupen-Darstellung (R-Scope).

Die vielfältige Verwendung, die von der Wetteranalyse bis zur Aufnahme und Verfolgung von Wetterballons reicht, wird durch ein weit ausgelegtes Pro-

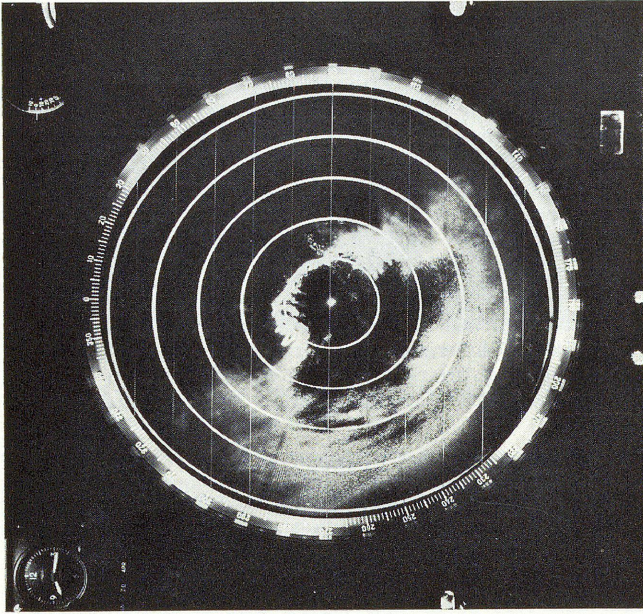


Abb. 38. PPI-Aufnahme nach Einlegen der Nahechodämpfung.

gramm der Antennenbewegung ermöglicht. Hierzu dienen zwei Drehknöpfe an der rechten unteren Seite der Frontplatte der Bedienkonsole. Der „SCAN-SELECTOR“-Knopf hat vier Stellungen, mit denen die folgenden Bewegungsvorgänge wählbar sind:

- a) ELEVATION SECTOR SCAN — automatische Sektor-Abtastung (5 Durchgänge pro Minute) in einem Höhenwinkel von 45° und gleichzeitig manuelle Azimut-Einstellung;
- b) MANUAL POSITIONING — manuelle Einstellung der Antenne in Azimut und Elevation (Höhenwinkel) mit einer maximalen Einstellgeschwindigkeit von $30^\circ/\text{s}$;



Abb. 39. Reflektor des METEOR 200 — WA Schleswig.

- c) AZIMUTH SECTOR SCAN — automatische Sektor-Abtastung in einem Azimut von 90° mit 5 Durchgängen pro Minute, die Lage des Sektors kann dabei frei gewählt werden und manuelle Höhenwinkel-Einstellung;
- d) CONTINUOUS ROTATION — kontinuierliche Rotation im Azimut mit 5 Umdrehungen pro Minute und manuelle Höhenwinkel-Einstellung.

Bei der Zielverfolgung mit dem Wind-Wetter-Radar ermöglicht der „TRACK-SELECTOR“-Knopf eine konische Abtastung (CONICAL SCAN) in den Stellungen

- a) manuelle Verfolgung (MANUAL TRACK) und
- b) automatische Verfolgung (AUTOMATIC TRACK).

6.1.1 Der Reflektor

Die abgebildete Antennengruppe besteht aus der verkleideten Basis — mit der Azimut- und Elevationsgruppe sowie den zugehörigen Gelenksystemen —, dem Reflektor und den Antennenstrahlern (Abb. 39). Der Reflektor ist ein Paraboloid mit einem Durchmesser von 1,4 m für den Typ 1S und mit 2,0 m für den Typ 2S bzw. 2a. Der Reflektor wird von vorne angestrahlt, wobei die Antennenstrahler im Brennpunkt des Paraboloids liegen. Die Strahlbreite wird für den Typ 1S mit $1,75^\circ \pm 10\%$ und für den Typ 2S mit $1,2^\circ \pm 20\%$ angegeben. Die drei Einzelstrahler der Tracking-Antenne sind um $0,7^\circ$ zur Hauptstrahlrichtung symmetrisch versetzt. Die Nebenmaxima werden mit -26 db gedämpft.

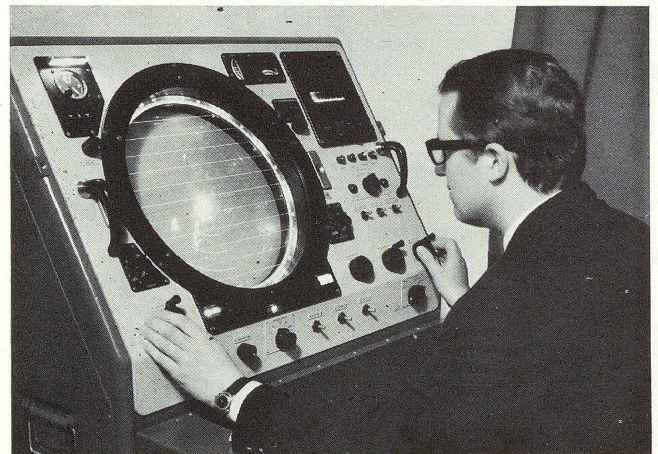


Abb. 40. Sichtgerät des METEOR 200.

6.1.2 Das PPI-, RHI-, REI-Sichtgerät

Das Sichtgerät als Standkonsole benutzt eine 40-cm-Kathodenstrahlröhre (MAIN TUBE DISPLAY) zur Anzeige in den Entfernungsbereichen 10, 20, 50, 100 und 250 nm oder 20, 40, 100, 200 und 400 km. Jeden Entfernungsbereich unterteilen fünf Entfernungsmarken (RANGE MARKER) in 2-, 4-, 10-, 20- und 50-nm-Intervalle oder 4-, 8-, 20-, 40- und 80-km-Abstände. Neben den festen Entfernungsmarken (FIXED MARKER) kann beim 1S und 2S zur Entfernungsbestimmung in den Bereichen bis 100 nm oder 180 km eine bewegliche Entfernungsmarke (MOVABLE MARKER) eingeblendet werden. Die Genauigkeit der festen Entfernungsmarke (ACCURACY OF FIXED MARKER) wird mit $\pm 1\%$ angegeben. Eine Plastikscheibe mit einer eingravierten Parallelenschar kann mit Hilfe eines Drehknopfes über 360° gedreht werden. Die Zugrichtung der Niederschlagsgebiete auf dem PPI läßt sich so bequem einstellen. Gleichzeitig dient die Parallelenschar als Höhenlinien zur Höhenbestimmung bei Vertikalmessungen mit dem RHI, indem der Abstand zwischen den einzelnen Linien mit 2 nm oder 4 km anzusetzen ist. Die darstellbare Höhe liegt bei 10 nm oder 20 km, so daß die gesamte Höhenskala eine Parallelenschar von 6 Höhenlinien einschließlich der Grundlinie umfaßt.

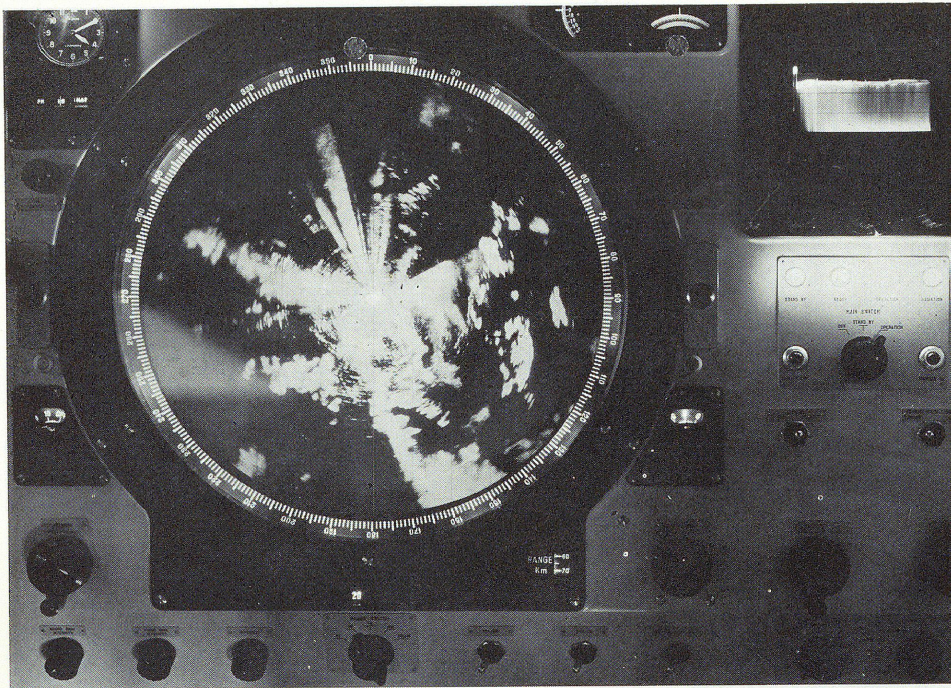


Abb. 41. Zugehörige Panorama-Anzeige (PPI).

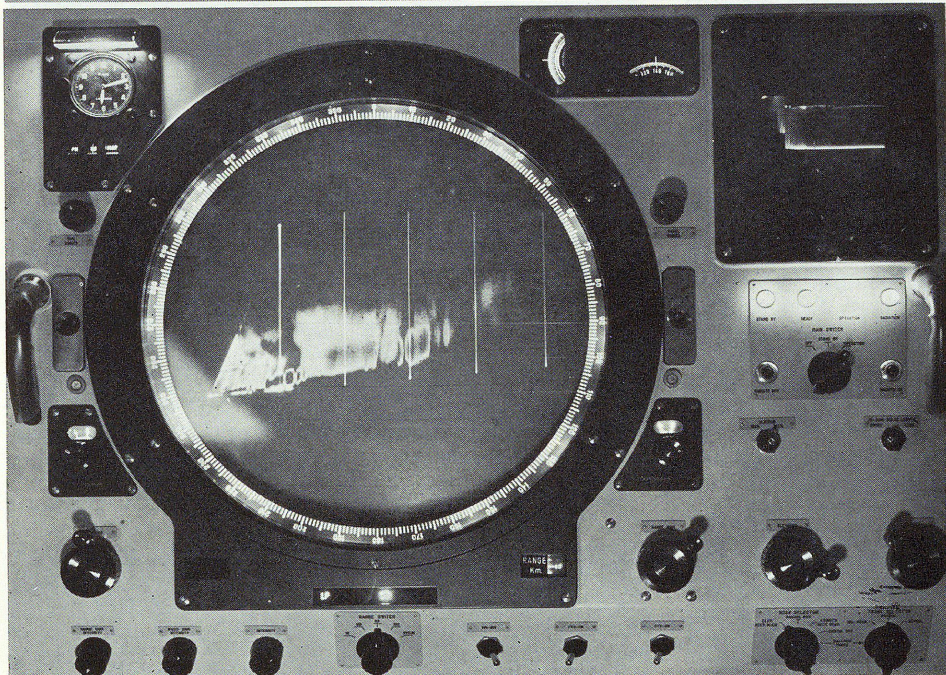


Abb. 42a, Zugehörige Höhen-darstellung (RHI) unter Berücksichtigung der Erdkrümmung.

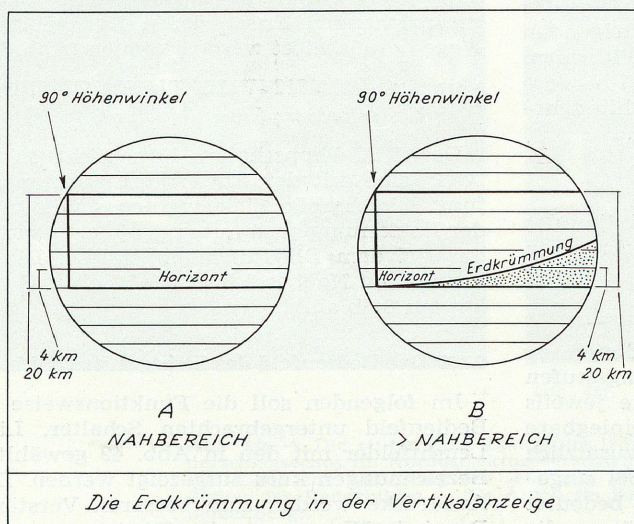


Abb. 42b.

Den einzelnen Darstellungsarten liegen die folgenden Koordinaten zugrunde:

- PPI – Entfernung/Azimut
- RHI – Schrägentfernung/Höhe
- REI – Schrägentfernung/Höhenwinkel.

Die Höhe wird nach der Beziehung

$$H = E' \sin \alpha \quad [25]$$

aus der Schrägentfernung E' und dem eingestellten Höhenwinkel α gewonnen und kommt beim Wind-Wetter-Radar zur Anzeige. Bei größeren Entfernungen findet die Erdkrümmung in der Vertikaldarstellung des RHI nach

$$H' = \frac{(E' \cos \alpha)^2}{2 R_0} \quad [26]$$

mit dem Erdradius R_0 zusätzlich Berücksichtigung.

Die Begrenzung der Intensitätsanzeige auf dem Bildschirm, die nach unten durch den Rauschpegel (Nullwert) und nach oben durch den Sättigungswert der Helligkeit sowie durch die Begrenzung der TR-Röhre gegeben ist, wird für das METEOR 200 mit 17 bzw. 20 db angegeben; d. h. Echointensitäten, die über diesen Helligkeitsbereich der Bildröhre hinausgehen, werden auf dem PPI oder in der Vertikaldarstellung mit der gleichen Helligkeit abgebildet wie ein Echo, das diesen Schwellenwert gerade erreicht. Dem Radarbeobachter bleibt somit als einzige Möglichkeit, mit Hilfe der Dämpfung (MASTER GAIN CONTROL) den Darstellungsbereich von 17 bzw. 20 db zu den höheren Intensitäten hin zu verschieben. Obwohl bei den meisten Geräten eine logarithmische Verstärkerstufe und/oder der Stufenabschwächer fehlt, soll dennoch darauf aufmerksam gemacht werden, daß die Begrenzung des Videosignals durch die Wahl der logarithmischen Charakteristik mit Hilfe des LIN-LOG-Schalters überwunden werden kann. Damit wird ein dynamischer Darstellungsbereich von 80 db über dem Nullwert ohne Beschneidung der höheren Echointensitäten auf den darstellbaren Helligkeitsbereich von 17 bzw. 20 db zusammengedrückt. Da dies logarithmisch erfolgt, sind die Änderungen in den niedrigeren Intensitäten vernachlässigbar klein. Das Video-Ausgangssignal, das der Empfänger dem Sichtgerät zuleitet, ist proportional dem Logarithmus der Amplitude des Eingangssignals. In der Praxis ergibt sich hieraus der Vorteil einer quantitativen Darstellung der Intensitäten aller Niederschlagsechos. Bei Geräten, die einen logarithmischen Verstärker besitzen, empfiehlt es sich daher, lediglich für leichte Niederschläge die lineare Verstärkung (LIN-) zu wählen, wenngleich der optische Eindruck des Radarbildes hierdurch kaum verändert wird. Die höheren Intensitäten liegen infolge der Drängung der logarithmischen Skala mit steigenden Werten dicht beieinander, so daß sie auf dem Bildschirm nicht mehr durch unterschiedliche Helligkeiten hervortreten, während zu den kleinen Intensitäten hin sehrwohl eine Helligkeitsabstufung vorhanden ist.

6.1.3 Die analytischen Hilfen des METEOR 200

Als analytische Hilfsmittel bei der Interpretation des Radarbildes werden die folgenden gerätetechnischen Möglichkeiten angeboten:

a) Die Dämpfung

Mit einer Dämpfung von 3 db beginnend, können für alle Darstellungsarten bis zu elf 3-db-Dämpfungsstufen eingelegt werden. Da die Dämpfungsabstände jeweils 3 db betragen, ergeben sich 33 db als höchste einlegbare Dämpfungsstufe. Bei einigen Geräten können zusätzlich 33 bzw. 66 db mit einem Kippschalter (33-0-66) eingeschaltet werden. Die Dämpfungsstufe von 3 db bedeutet bekanntlich eine Reduzierung der Echointensität um die

Hälfte. Mit jeder höheren Dämpfungsstufe wird der anzeigbare Helligkeitsbereich von 17 bzw. 20 db zu den größeren Signalstärken hin verschoben, so daß die kleineren Intensitäten unter den Nullwert in das Rauschen abfallen und damit nicht mehr zur Anzeige kommen. Die Möglichkeiten, die sich hierdurch für den Radarbeobachter ergeben, liegen auf der Hand. Die Gebiete mit den höchsten Niederschlagsintensitäten lassen sich darstellen und erfahren eine geographische Zuordnung. Turbulenzgebiete, die bekanntlich in engem Zusammenhang mit dem reflektierenden Niederschlag stehen, lassen sich in ihrer Intensität aus der Höhe der Dämpfung abschätzen, soweit man über eine Einteilung nach den Intensitätsgraden leicht, mäßig und stark nicht hinausgeht. Gleichzeitig ermöglicht die Dämpfung die bereits erwähnte Betriebskontrolle der Leistungsfähigkeit der Radaranlage und die Beobachtung der Echointensitäten markanter geographischer Bezugspunkte (Abb. 43a-f, 44a-c).

b) Die Isoecho-Kontur

Gleich der Dämpfung ist die Isoecho-Kontur auf die Darstellungsarten PPI, RHI und REI anwendbar (Abb. 45, Abb. 46). Die Aufzeichnung der Isoecho-Kontur ermöglicht die Bestimmung der Gradienten der Echointensität in verschiedenen Intensitätsbereichen. Die obere Begrenzung dieser Bereiche kann mit Hilfe einer Potentiometerschaltung stufenlos bzw. in 10 Stufen eingestellt werden, indem der Bezugspegel über den normalen Sättigungswert hinaus verlagert wird. Während bei der linearen Verstärkung die über diesen Bezugswert hinausgehenden Echointensitäten nicht mehr zur Darstellung kamen, findet hier eine Art Umkehrverfahren statt. Die Echohelligkeit nimmt bis zu dem gewählten Bezugspegel zu und darüber hinaus bis zum Zentrum des Echos – bei der Stufenschaltung sprunghaft – wieder ab. Die hiermit eingeleitete inverse Abbildung der Echointensität führt zu hellen Echorändern und ausgeblendeten dunklen Echozentren und damit zu einer Vorstellung von der relativen Intensitätsverteilung innerhalb des Echos. Je stärker die Amplitude (Intensität) des einzelnen Echos über den gewählten Schwellenwert hinausragt, um so größer erscheint das dunkle Gebiet maximaler Echointensität innerhalb des hellen Echokranzes.

c) FTC (FAST TIME CONTROL) Enttrübung

Der FTC-Kippschalter ermöglicht in der Stellung „ON“ eine Auflösung größerer, zusammenhängender Niederschlagsgebiete. Durch Reduzierung der Echointensität und zeitliche Trennung der Impulse wird auch eine optische Auflösung erreicht, so daß nunmehr Einzelheiten und Strukturen im ursprünglich gleichmäßigen Niederschlagsfeld hervortreten. Die Anwendung dieses Schalters empfiehlt sich vor allem bei der heranziehenden Front, deren Kerngebiete auf diesem Wege herausgelöst werden können (Abb. 47, 48).

d) STC (SENSITIVITY TIME CONTROL) Nahechodämpfung

Der STC-Kippschalter ermöglicht in der Stellung „ON“ eine mit der Entfernung abnehmende Bedämpfung. Gleichgroße Ziele werden somit unabhängig von der Entfernung auch mit angenähert gleichen Intensitäten auf dem Bildschirm abgebildet. Die Bedämpfung beginnt im Nahbereich mit –20 db und nimmt bis 180 km auf 0 db ab.

6.1.4 Das Bedienfeld des Sichtgerätes (Abb. 49)

Im folgenden soll die Funktionsweise der auf dem Bedienfeld untergebrachten Schalter, Lämpchen und Leuchtfelder mit den in Abb. 49 gewählten deutschen Bezeichnungen kurz aufgezeigt werden. Die englischen Ausdrücke werden zum besseren Verständnis für die Praxis in Klammern mitgeführt.

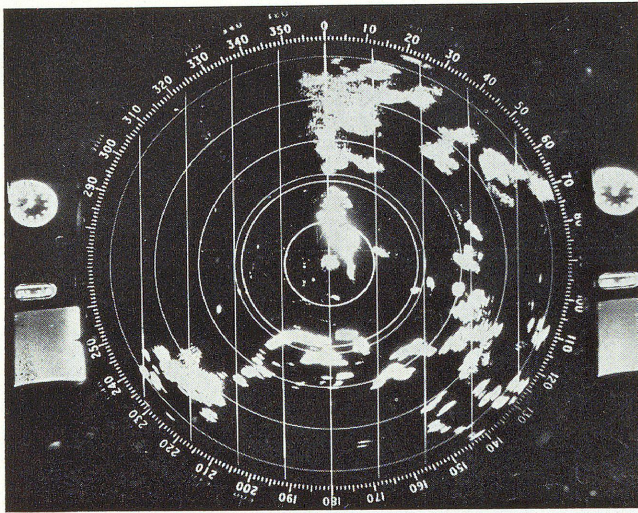


Abb. 43a.

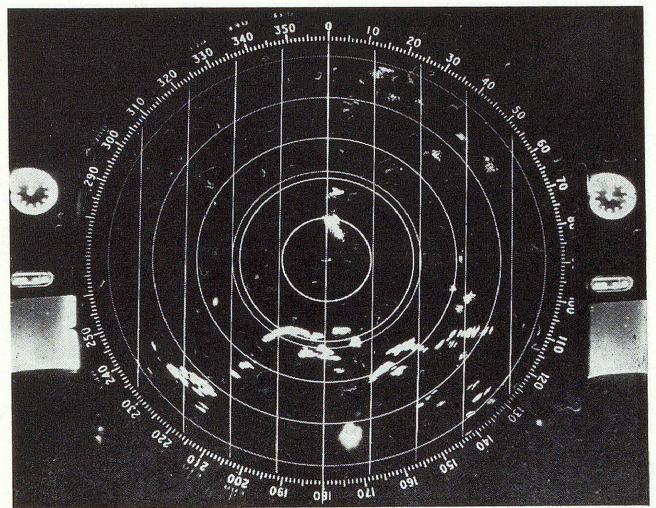


Abb. 43d.

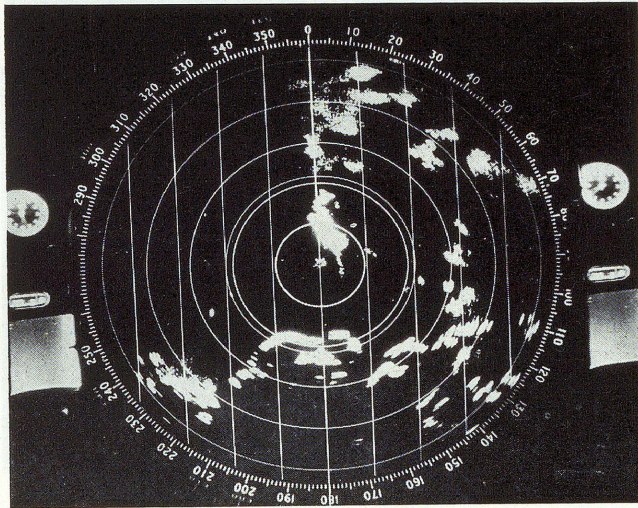


Abb. 43b.

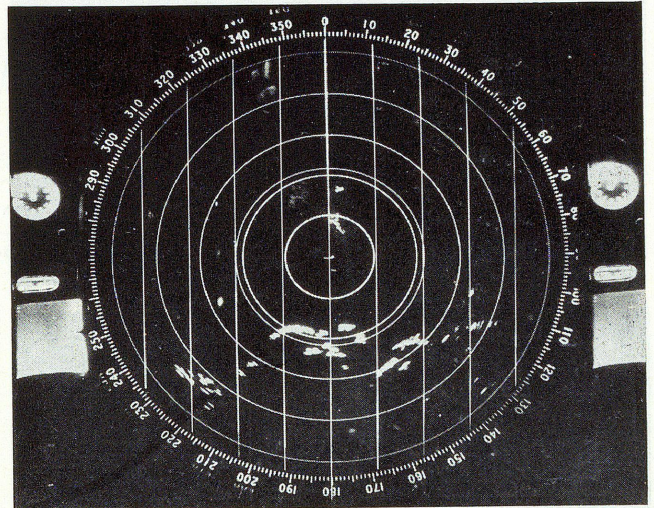


Abb. 43e.

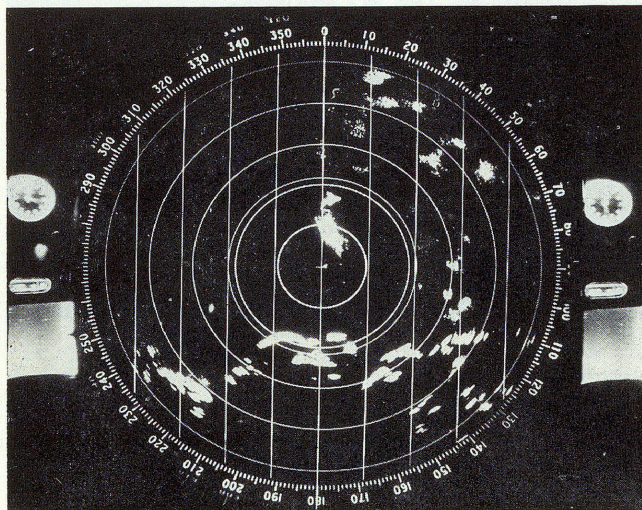


Abb. 43c.

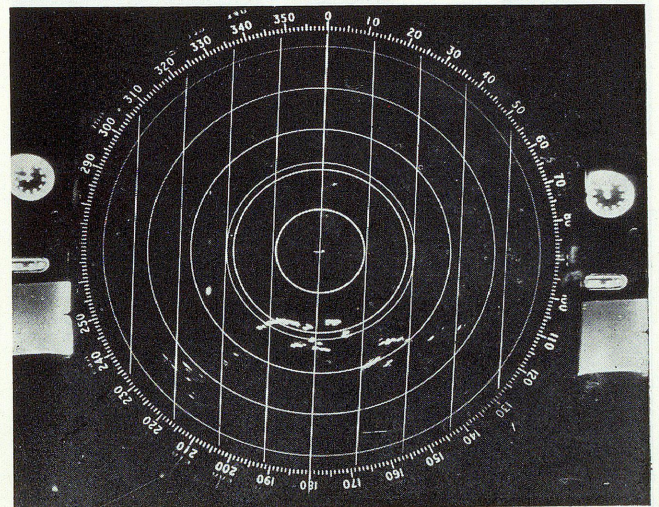


Abb. 43f.

Abb. 43a—f. Die stufenweise Dämpfung läßt zunächst die Niederschlagschöch im Nordostsektor verschwinden und führt anschließend zur Auflösung der sehr intensiven Bodenechos im Süden des Radarbildes — die Alpen im Radarbereich Hohenpeissenberg.

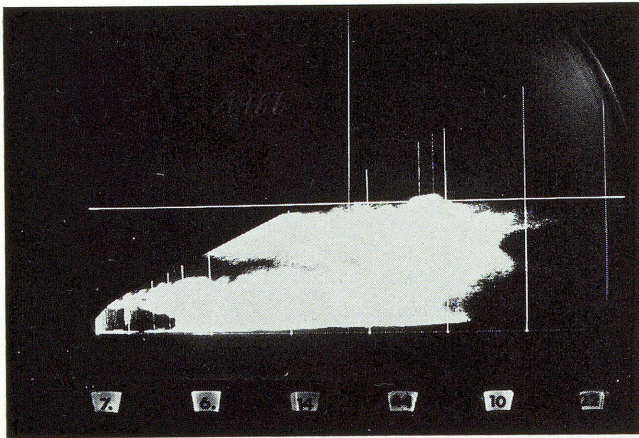


Abb. 44a.

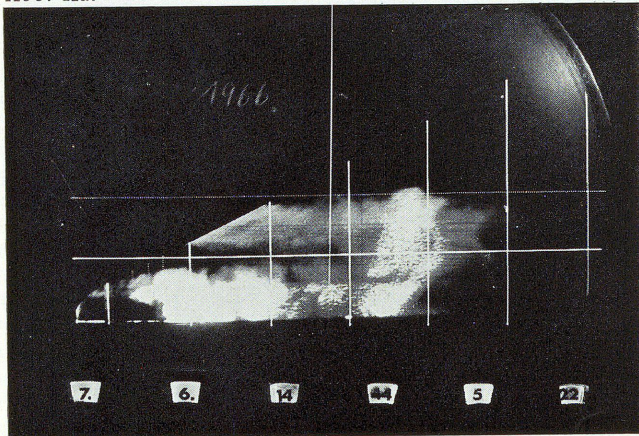


Abb. 44b.

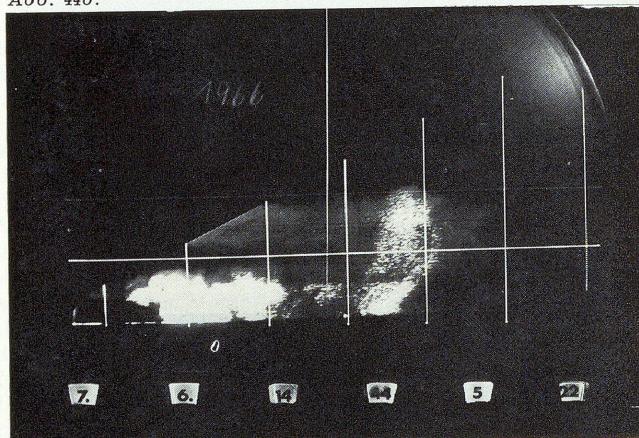


Abb. 44c.

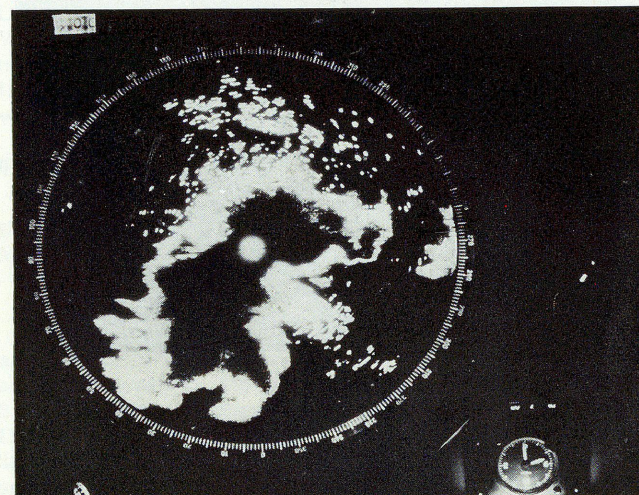


Abb. 45.

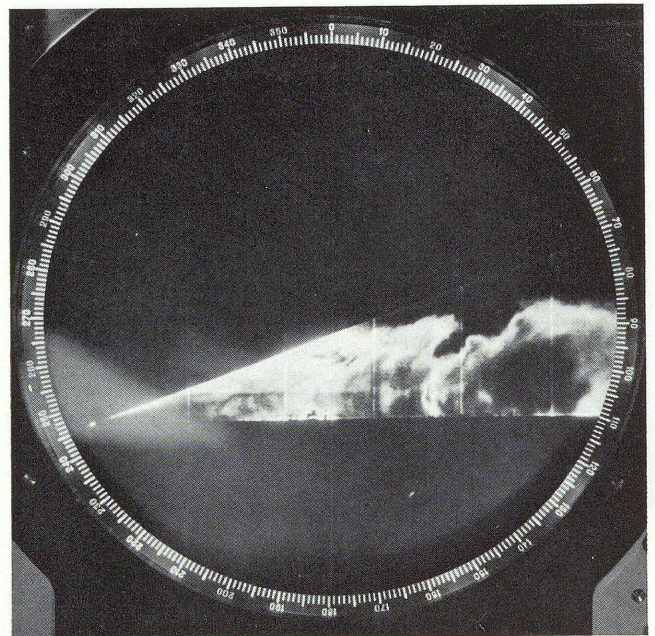


Abb. 46.

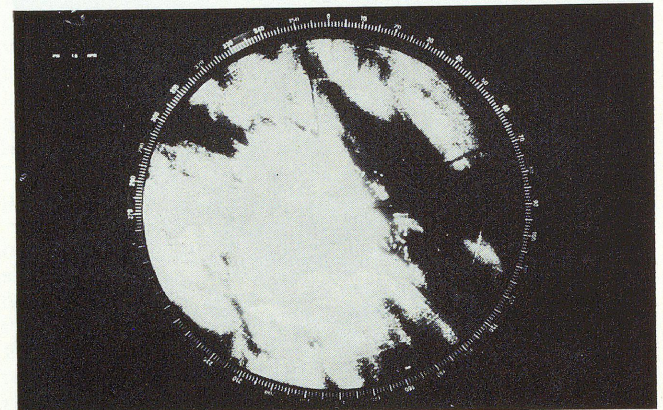


Abb. 47.

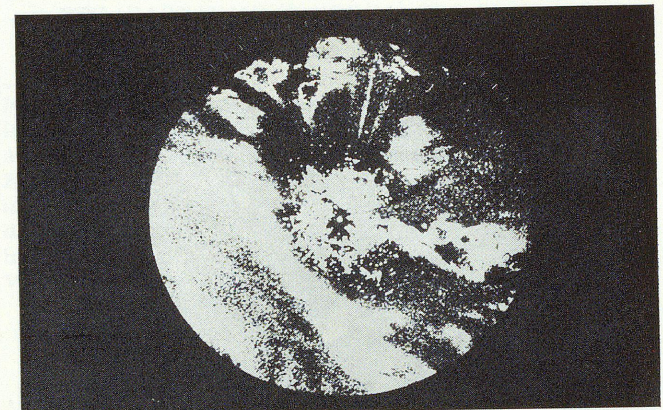


Abb. 48.

Abb. 44a—c. Dämpfung eines Gewitterechos in der Höhenanzeige (RHI).

Abb. 45. Gewitterecho in Isoecho-Kontur. Starker Helligkeitsgradient und damit Gebiet verstärkter Turbulenz bei 270°.

Abb. 46. Isoecho-Kontur in der Höhenanzeige.

Abb. 47. Schirmbildaufnahme eines Niederschlagsgebietes.

Abb. 48. Schirmbildaufnahme eines Niederschlagsgebietes mit FTC "ON".

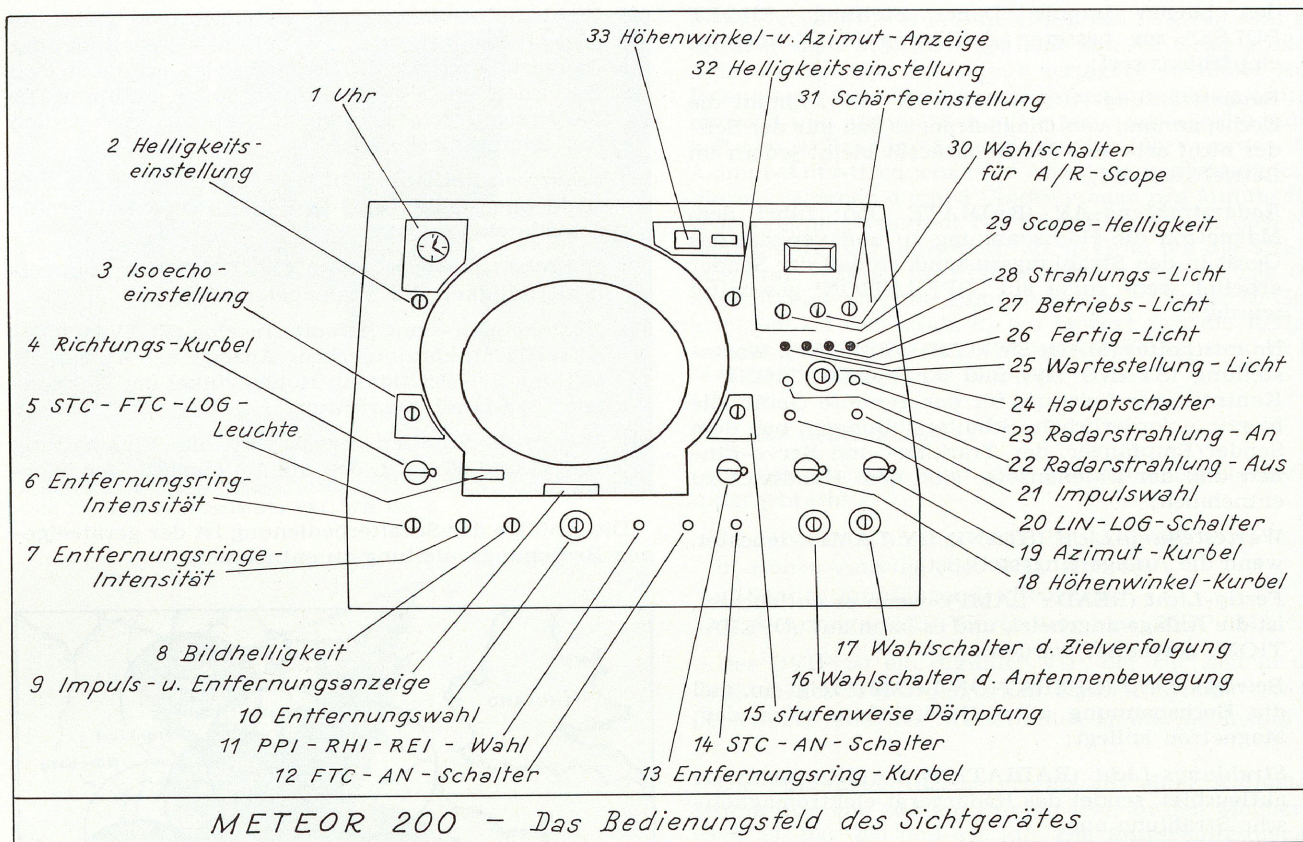


Abb. 49.

- 1) **Uhr (TIME METER)**: 8-Tage-Uhr für die Zeit und manuell eingestellte Datumsanzeige – Vormittag (AM), Nachmittag (PM);
- 2) **Helligkeitseinstellung (DIAL DIMMER)**: Helligkeitseinstellung der Skalenbeleuchtung;
- 3) **Isoecho-Einstellung (ISO-ECHO-CONTROL)**: wählt stufenlos bzw. in 10 Stufen die Echointensität, über die hinaus das Echo ausgeblendet wird;
- 4) **Richtungs-Kurbel (BEARING CRANK)**: stellt die Parallelschar auf der Drehscheibe in die Zugrichtung der Niederschlagsechos;
- 5) **STC-FTC-LOG-Leuchte (STC-FTC-LOG-LAMPS)**: Leuchtfeld, das anzeigt, welche der beiden Dämpfungskreise eingelegt sind;
- 6) **Entfernungsrings-Intensität (RANGE RING INTENSITY)**: regelt die Helligkeit der beweglichen Entfernungsmarke;
- 7) **Entfernungsrings-Intensität (FIXED RING INTENSITY)**: regelt die Helligkeit der festen Entfernungsmarken;
- 8) **Bildhelligkeit (INTENSITY)**: regelt die Helligkeit der Spur des Elektronenstrahls auf der Bildröhre – zu hohe Einstellung verwischt Kontraste durch Überstrahlung, zu geringes Aufdrehen macht schwache Echos nicht sichtbar, da die optimale Sichtstufe nicht erreicht wird;
- 9) **Impuls- und Entfernungsanzeige (PULSE AND RANGE SCALE INDICATOR)**: erleuchtete Buchstaben zeigen, daß das Gerät mit langem Impuls arbeitet, erleuchtete Zahlen zeigen, welcher Entfernungsbereich gewählt wurde;
- 10) **Entfernungswahl (RANGE SWITCH)**: wählt die auf dem Bildschirm vorgesehenen Entfernungsbereiche;
- 11) **PPI - RHI - REI - Wahl (PPI - RHI - REI - SWITCH)**: schaltet die gewünschte Darstellungsart ein;
- 12) **FTC-AN-Schalter (FTC-ON-SWITCH)**: reduziert und differenziert ausgedehnte Niederschlagsechos in ihrer Intensität;
- 13) **Entfernungsrings-Kurbel (RANGE MARK CRANK)**: mit ihrer Hilfe wird die Entfernungsmarke auf Position gebracht;
- 14) **STC-AN-Schalter (STC-ON-SWITCH)**: reduziert den Empfängergewinn für geringe Entfernungen;
- 15) **Stufenweise Dämpfung (MASTER GAIN)**: kontrolliert die Abschwächung des Echosignals vor dem Zwischenfrequenzverstärker;
- 16) **Wahlschalter der Antennenbewegung (SCAN SELECTOR SWITCH)**: wählt die gewünschte Antennen-Bewegungsart entsprechend den genannten vier Möglichkeiten;
- 17) **Wahlschalter der Zielverfolgung (TRACK SELECTOR)**: nach seinem Einlegen beschreiben die drei Strahlen des rotierenden Antennenkopfes einen kleinen Kreis um ein in der Mitte liegendes Ziel. Die konische Absuche erfolgt auch bei der automatischen Zielverfolgung.
- 18) **Höhenwinkel-Kurbel (ELEVATION CRANK)**: erlaubt von-Hand-Einstellung der Antennenerhebung;
- 19) **Azimut-Kurbel (AZIMUTH CRANK)**: erlaubt von-Hand-Einstellung der Antennenrichtung in der Horizontalen;
- 20) **LIN-LOG-Schalter (LIN-LOG-SWITCH)**: lediglich für Geräte mit eingebauter logarithmischer Verstärkung zur Wahl gegenüber der linearen Schaltung des Empfängers;
- 21) **Impulswahl (PULSE LENGTH, SHORT-LONG)**: läßt kurzen oder langen Impuls in den Bereichen 20 und 40 km bzw. 10 und 20 Meilen wählen; in den höheren Bereichen benutzt das Gerät automatisch

- den langen Impuls. Daher Stellung „SHORT PULSE“ zur besseren Auflösung im Nahbereich empfehlenswert;
- 22) *Radarstrahlung-AUS (RADIATE OFF)*: nimmt die Hochspannung vom Magnetron, so daß nur der Sender nicht arbeitet; das Radargerät bleibt jedoch im Betriebszustand;
 - 23) *Radarstrahlung-AN (RADIATE ON)*: führt dem Magnetron die Hochspannung zu und versetzt das Gerät in den Strahlungszustand, so daß der Sender arbeitet, wenn zuvor auf „OPERATION“ geschaltet wurde;
 - 24) *Hauptschalter (MAIN SWITCH)*: Aus (OFF), Wartestellung (STAND BY) und An (OPERATION) – Kontrolle der Leistung für das gesamte Gerät; die hierzu erforderlichen Schalterstellungen bei dem Sender/Empfänger, der Tracking- und Servo-Einheit und der Datenanzeige sind dem Handbuch zu entnehmen;
 - 25) *Wartestellung-Licht (STAND BY LAMP)*: leuchtet, wenn die Anlage eingestellt ist;
 - 26) *Fertig-Licht (READY LAMP)*: wenn es aufleuchtet, ist die Anlage angeheizt, und es kann auf „OPERATION“ geschaltet werden;
 - 27) *Betriebs-Licht (OPERATION LAMP)*: zeigt an, daß die Hochspannung allen Geräteteilen außer dem Magnetron anliegt;
 - 28) *Strahlungs-Licht (RADIATION LAMP)*: wenn sie aufleuchtet, sendet das Radargerät elektromagnetische Strahlung aus;
 - 29) *Scope-Helligkeit (INTENSITY)*: stellt die Helligkeit der Spur des Elektronenstrahls auf dem A/R-Scope ein (vgl. Abb. 50a, b);
 - 30) *Wahlschalter für A/R-Scope (40-R-400)*: wählt A- oder R-Scope-Betrieb, wobei die R-Stellung der Zielverfolgung dient. Die A-Anzeige erfolgt in den Bereichen 40 oder 400 km bzw. 20 oder 250 nm. Die R-Anzeige erfolgt als Lupe ± 4 km zur beweglichen Entfernungsmarke;
 - 31) *Schärfereinstellung (FOCUS)*: stellt die Spur des Elektronenstrahls auf dem A/R-Scope auf größte Schärfe ein;
 - 32) *Helligkeitseinstellung (PANEL DIMMER)*: kontrolliert Helligkeit der Skalenbeleuchtung;
 - 33) *Höhenwinkel- und Azimut-Anzeige (ELEVATION/AZIMUTH)*: kontinuierliche Anzeige der Antennenstellung (Ist-Position) in Höhenwinkel und horizontaler 360-Grad-Ausrichtung;
 - 34) *33-0-66-db-Schalter*: ermöglicht die Einschaltung von 33 und 66 db zu den mit 15) eingestellten Werten.

Die Abfolge der Schalterbedienung ist der geräteeigenen Bedienungsanleitung zu entnehmen.

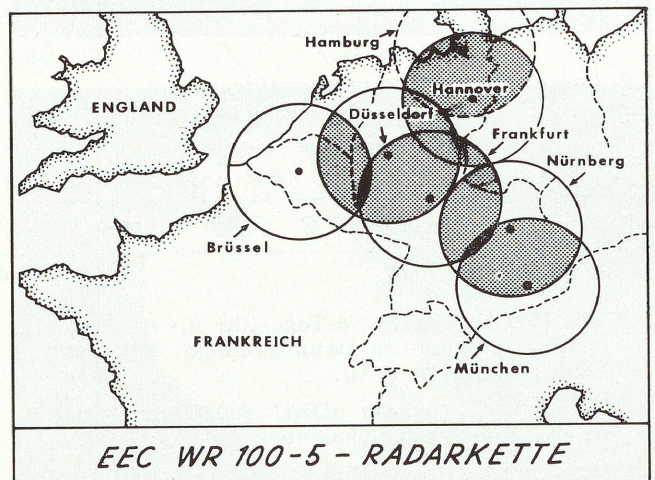


Abb. 51.

6.2 Das EEC WR 100-5

Mit Hilfe des EEC WR 100-5 wurde ein nahezu lückenloses Radarnetz über die BRD gelegt (Abb. 51), in dem lediglich Hamburg als nördlicher Abschluß (Ausbau 1976) noch fehlt. Das EEC WR 100-5 ist ein Wetterradar (WR), das jedoch auch in der Version Wind-Wetter-Radar als EEC WF 100 (WF = WIND FINDER) auf dem Markt ist. Das Gerät beeindruckt zunächst durch eine weit ausgelegte Bedienkonsole, die im Einschubsystem dem Techniker leicht zugänglich ist. Zieht man einen dieser Einschübe heraus, so eröffnet sich dem Betrachter der herauszustellende Vorzug dieses Gerätes. Das EEC WR 100-5 ist abgesehen von den Herzstücken des Radargerätes, Magnetron, Thyatron und TR-Zelle volltransistorisiert. Die hohen Ausfallraten von Röhrengeräten sind hier also nicht mehr zu erwarten. Die Servicefreundlichkeit des Gerätes wird durch die Steckbarkeit nahezu aller Baugruppen unterstrichen.

Im Mittelteil der dreigliedrigen Konsole (Abb. 52) ist die *Panorama-Anzeige*, der PLAN POSITION INDICATOR. Hiervon ausgehend, befindet sich auf der rechten Seite der *Bereichshöhenanzeiger* mit einer gesonderten Bildröhre. Zur Linken ist im oberen Teil eine kleinere Bildröhre, der *A-Anzeiger*, und darunter die sog. VIP (VIDEO INTEGRATOR PROCESSOR)-Einrichtung, eine Neuerung auf dem Gebiet der Radarmeteorologie. Hier wird das Video-Signal stufenweise in entsprechende Niederschlagsintensitäten umgewandelt und zur Anzeige gebracht.

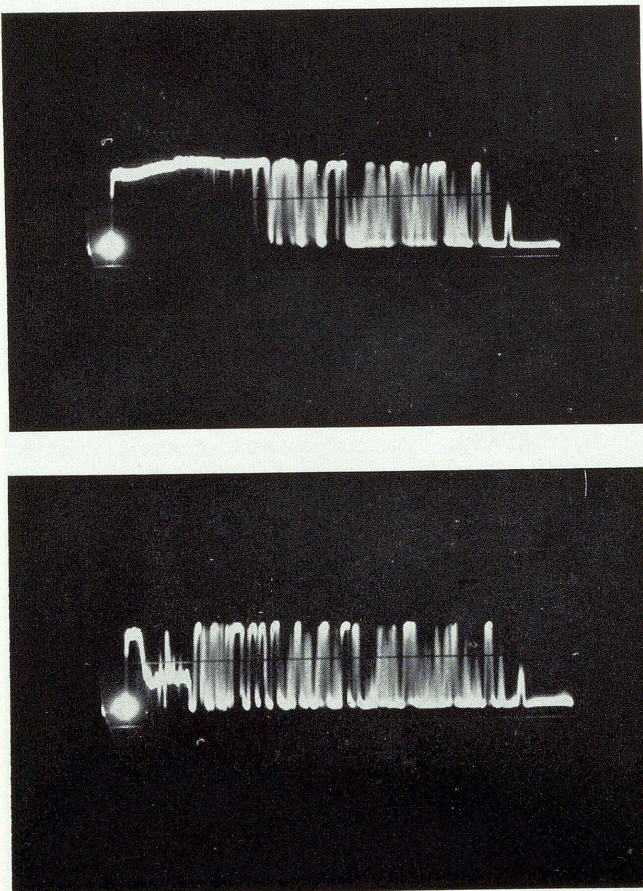


Abb. 50a, b. A-Scope-Anzeige im 40-km-Bereich: a) normal, b) mit Nahechodämpfung (STC "ON").

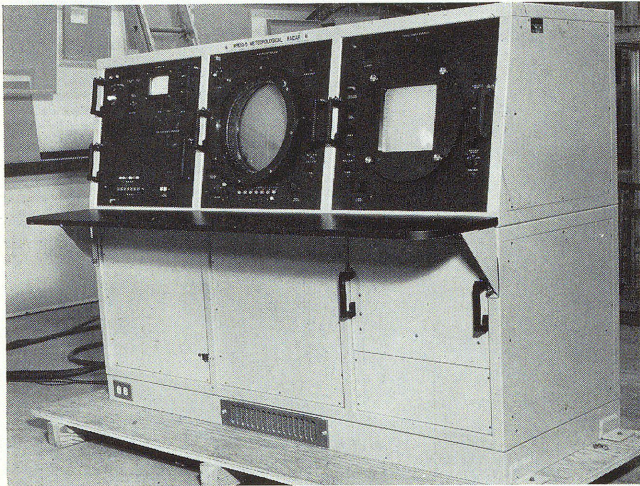


Abb. 52. Bedienkonsole des EEC WR 100—5.



Abb. 53. Reflektor des EEC WR 100—5.

Der Sender erzeugt Hochleistungsimpulse mit einer Dauer von zwei Mikrosekunden und einer Folgefrequenz von 250 Hz. Ein kürzerer Impuls steht für die Auflösung im Nahbereich nicht zur Verfügung. Die Spitzenleistung des Senders wird mit 250 kW angegeben. Das Magnetron wird durch einen Hochspannungsimpuls zur Schwingung gebracht und strahlt mit einer abgleichbaren Frequenz im Bereich von 5425 bis 5885 MHz. Mit der Beziehung (5) ergibt sich hieraus eine Wellenlänge von 5,7 cm. Diese Wellenlänge unterliegt einer wesentlich geringeren Dämpfung als die 3,2-cm-Welle des METEOR 200. Im Empfänger wird der reflektierte Impuls über die Zwischenfrequenz im Vorverstärker um 25 db und im logarithmischen Zf-Hauptverstärker um 80 db verstärkt, so daß eine Gesamtverstärkung von 105 db erfolgt.

6.2.1 Der Reflektor

Reflektor und Antennenstrahler gleichen denen des METEOR 200, lediglich die Basis fällt kleiner aus (Abb. 53). Der parabolische Reflektor bringt mit einem Durch-

messer von 2,44 m eine Bündelung von 1,5 Grad, was gegenüber dem METEOR 200 eine um 0,3 Grad größere 3-db-Strahlbreite und damit geringere vertikale Auflösung bedeutet. Azimut- und Höhenverstellung können manuell und automatisch mit einer Abtastgeschwindigkeit von 30 Grad pro Sekunde durchgeführt werden. Die Azimut-Abtastfrequenz oder Antennenumdrehung kann hierbei zwischen 0 und 5 Umdrehungen pro Minute stufenlos reguliert werden. Die Dämpfung der lästigen Nebenzipfel erfolgt im Bereich bis 10 Grad um die Strahlachse mit -24 db, im Restbereich mit -30 db. Die Höhenwinkelverstellung kann zwischen -2 und +60 Grad erfolgen. Im Gegensatz hierzu bewegt sich die Reflektorachse des METEOR 200 in einem Winkel von -5 bis +45 Grad, manuell bis 90 Grad.

6.2.2 Die Bedienkonsole

In der Konsole sind die folgenden Anzeigergeräte untergebracht:

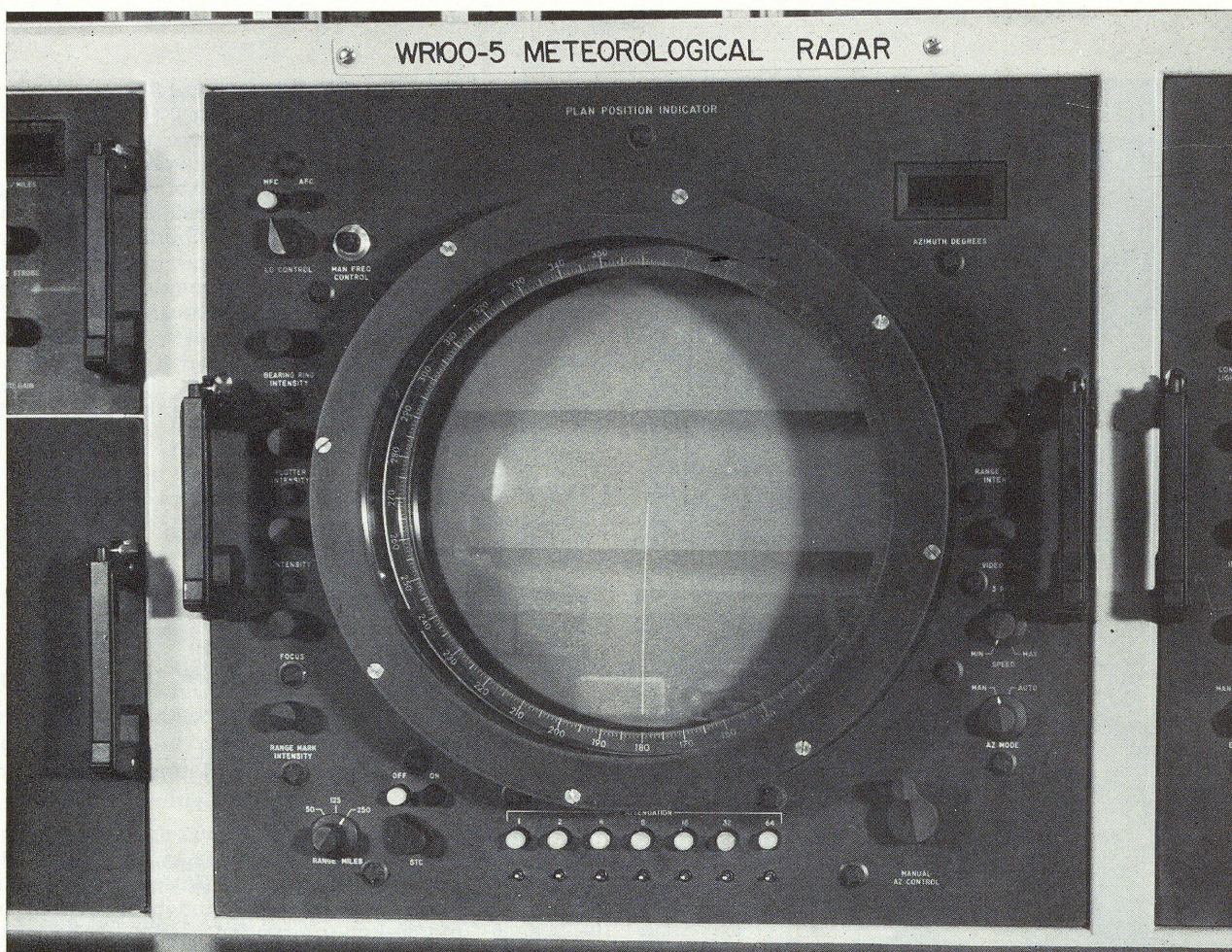
- a) Panorama-Anzeige oder PPI (Abb. 54)
- b) Höhen-Anzeige oder RHI (Abb. 55)
- c) Sender/Empfänger-Bediengerät
- d) A-Anzeiger/VIP-Einrichtung bzw. DVIP (Abb. 56).

Der DVIP ist ein digitaler VIP, der zur Zeit in den Geräten des Meteorologischen Observatoriums Hohenpeißenberg und des Wetteramtes Hannover installiert ist.

Die *Panorama-Anzeige* erfolgt auf einer Kathodenstrahlröhre von 30,5 cm Durchmesser in den Meßbereichen 50, 100, 200 und 400 km. Die Entfernungsmarken werden entsprechend den vorstehenden Bereichen in 10-, 20-, 40- und 80-km-Intervallen gesetzt, wobei zwischen den helleren 80-km-Marken etwas dunklere 40-km-Marken zur besseren Abschätzung im 400-km-Bereich vorhanden sind. Im Gegensatz zum METEOR 200 fehlt hier eine Drehscheibe mit eingeritzter Parallelschar zur Überwachung der Echozuegung.

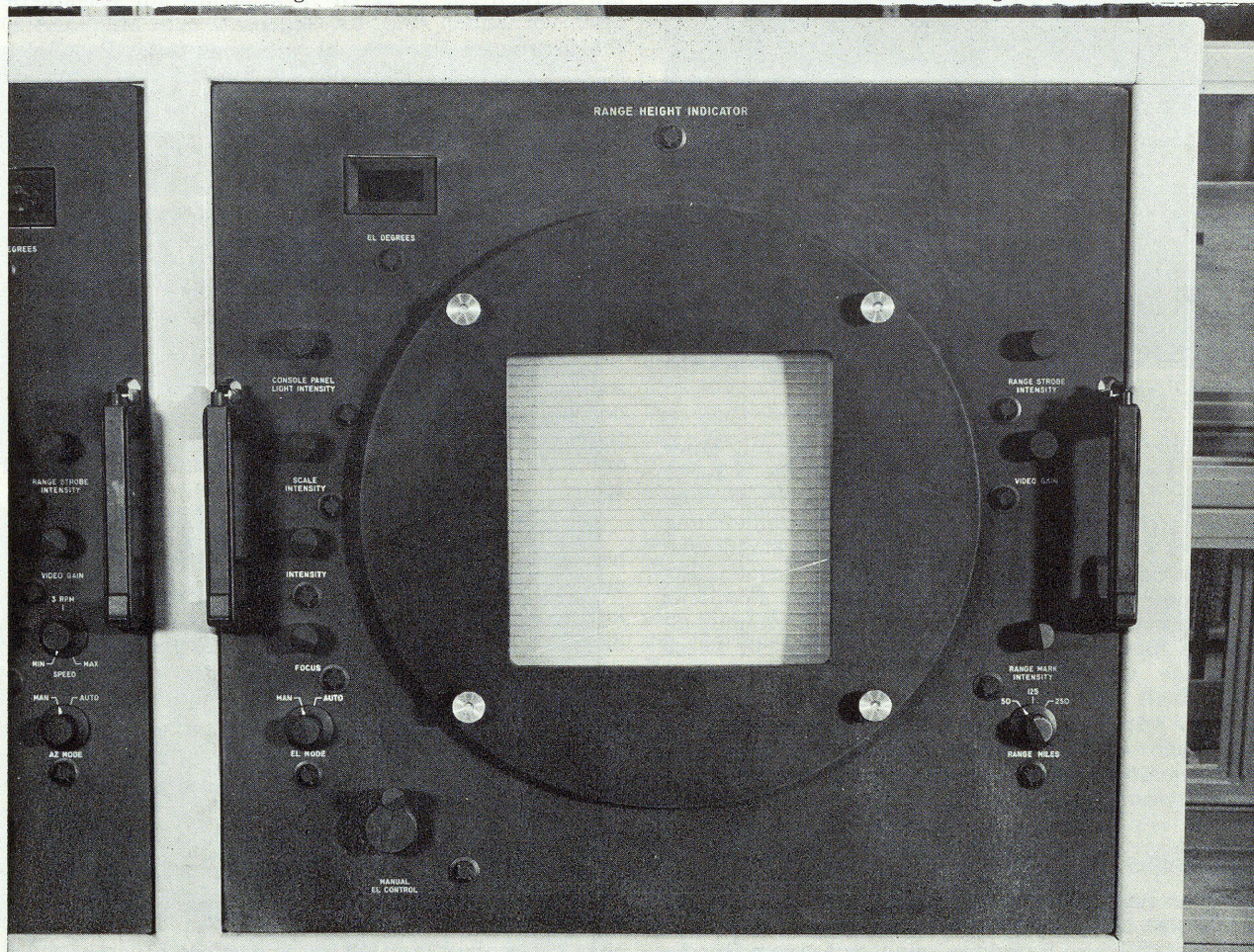
Die parallaxfreie Betrachtung des Bildschirms wird durch einen optischen Plotter ermöglicht (Abb. 57). In den Plotter sind beleuchtbare Scheiben eingebaut — insgesamt vier —, auf denen die geographischen Umrisse mit markanten Punkten des jeweiligen Entfernungsbereichs aufgezeichnet sind. Je nach Wahl des Entfernungsbereichs wird die entsprechende Landkarte beleuchtet. Neben dem Satz von vier Vorsatzscheiben besteht der Plotter aus einem zweifarbigen Spiegel. Auf Grund der besonderen optischen Eigenschaften des Linsensystems werden die beim Betrachten des Bildschirms sonst auftretenden Parallaxfehler vermieden. So kann der Radarbeobachter auf der Oberfläche der durchsichtigen Scheibe mit Ölstift parallaxfreie Markierungen anbringen. Die 360°-Skala auf dem Außenrand des Bildschirms kann separat regelbar beleuchtet werden.

Die *Höhen-Anzeige* liefert die Entfernungs- und Höhendaten, bezogen auf die Erdoberfläche. Die Höhe wird automatisch unter Berücksichtigung der Erdkrümmung korrigiert, so daß sie direkt von der beleuchteten Höhenskala abzulesen ist. Die Höhenskala reicht bis 30 km oder 98 000 ft und ist durch Höhenlinien im Abstand von 2 km oder 6000 ft unterteilt. Beide Einheiten — km und ft — sind am linken Rand der Skala aufgezeichnet (Abb. 58). Die Entfernung wird durch die Entfernungsmarken angezeigt. Als Folge der theoretisch geringeren vertikalen Auflösung gegenüber dem METEOR 200 stehen hier lediglich die Bereiche 25, 50 und 100 km zur Wahl. Die Höhenabtastung kann, wie bereits erwähnt, von Hand oder automatisch erfolgen. Die Anzeige-Genauigkeit des Höhenwinkels wird mit 0,1 Grad entsprechend 170 m für eine Entfernung von 100 km angegeben.



▲ Abb. 54. Panorama-Anzeige des EEC WR 100—5.

▼ Abb. 55. Höhenanzeige des EEC WR 100—5.



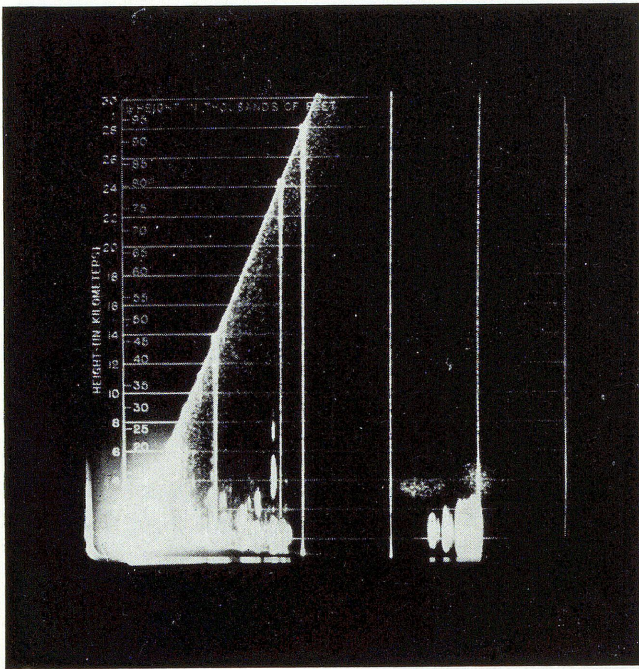


Abb. 58. Die Höhen-Anzeige des EEC WR 100-5 in der Aufnahme.

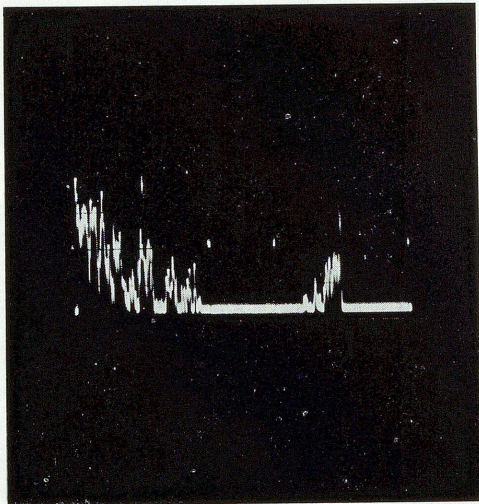


Abb. 59. Normale A-Scope-Anzeige des EEC WR 100-5.

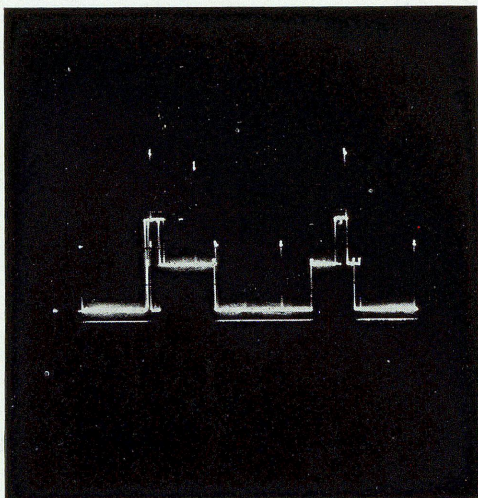


Abb. 60. A-Scope-Anzeige des EEC WR 100-5 mit VIP (drei Stufen).

Der A-Anzeiger stellt die Niederschlagstiefe bzw. die Echointensität auf dem Bildschirm der 12,7-cm-Kathodenstrahlröhre über der Entfernung dar. Der A-Anzeiger enthält auch die Entfernungsmeßeinheit, die die festen Entfernungsmarken, die bewegliche Entfernungs-marke sowie die zentrale Tacksteuerung erzeugt. Die Position der Entfernungs-marke wird an einem vierstelligen Dezimalzähler von 0 bis 400 km angezeigt (Abb. 59 und 60).

6.2.3 Die analytischen Hilfen des EEC WR 100-5

Die Funktionsweise des EEC WR 100-5 macht durch die VIP-Einrichtung die integrierende Dämpfung des FTC überflüssig. Auch die Aussage der Isoecho-Kontur ist bei diesem Gerät mit logarithmischer Verstärkung entbehrlich. Die Analyse des Radarechos stützt sich daher auf die folgenden beiden operativen Möglichkeiten.

a) Die VIP-Einrichtung verarbeitet das Log-Video-signal, so daß Videosignale mit sechs verschiedenen Pegeln (s. Abb. 56 unten), entsprechend bestimmten Niederschlagsintensitäten, entstehen. Diese Pegel können entweder einzeln oder in Kombination in drei verschiedenen Intensitätsstufen von grau über hell bis dunkel zur Anzeige gebracht werden. Der Nahbereich bis 20 km kommt nicht zur Darstellung – infolge der Bodenechos – und ist auf dem PPI-Bildschirm durch einen hellen Ring abgegrenzt. Die Einzeldarstellung des Echos erfolgt stets zwischen einem gewählten und dem nächsthöheren Pegel. Die folgende Aufstellung gibt den Zusammenhang von Pegel (engl. Level), Niederschlags-

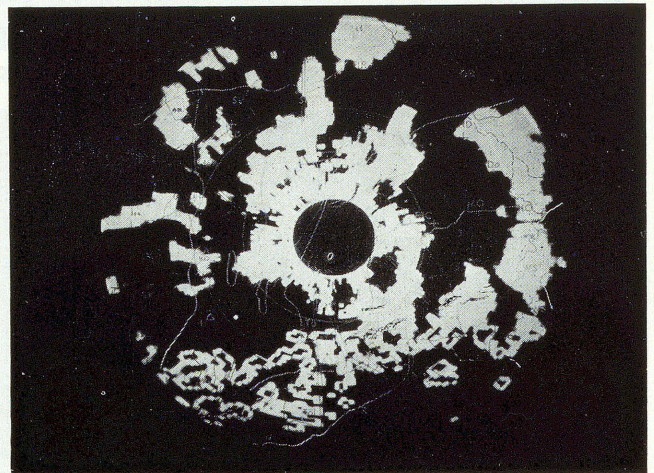


Abb. 61a.

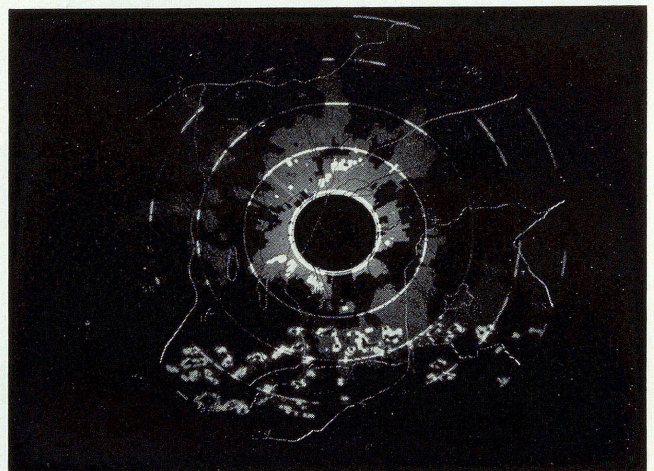


Abb. 61b.

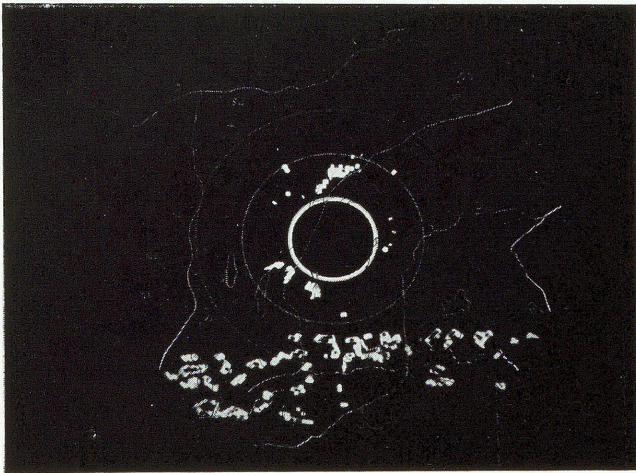


Abb. 61c.

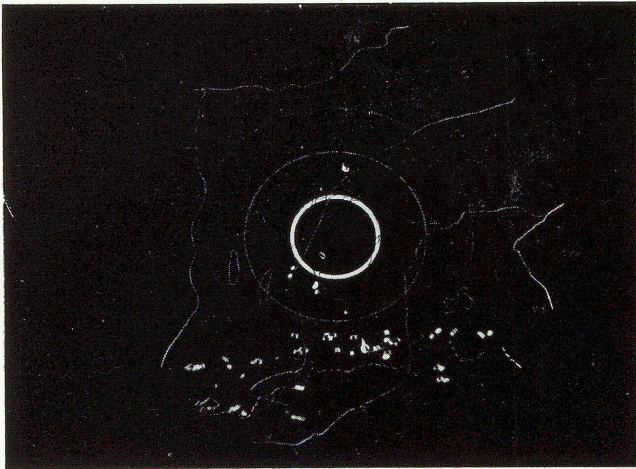


Abb. 61d.

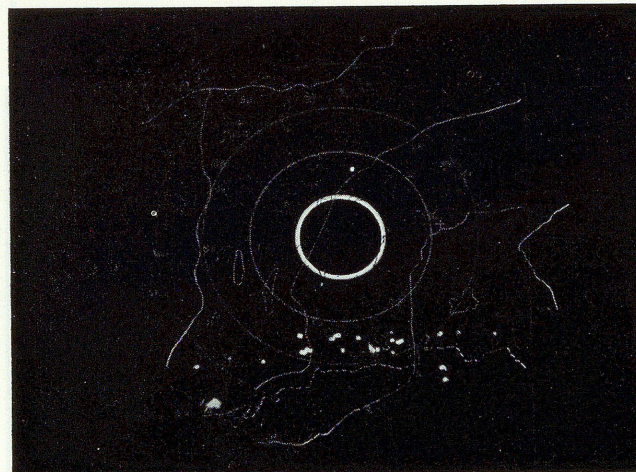


Abb. 61e.

Abb. 61a—e. Die Bodenechos der Münchener Umgebung in VIP-Darstellung: a) VIP-Gesamtdarstellung, b) VIP-Pegel 1, c) VIP-Pegel 2, d) VIP-Pegel 3 und e) VIP-Pegel 4.

menge und Helligkeitsstufe (Schattierung) wieder. Die hinzugefügte Gegenüberstellung des zugehörigen Systemparameters zeigt die Dämpfungswerte für die Zwischenfrequenz entsprechend den vorstehenden Niederschlagsintensitäten.

Level Niederschlagsmenge Schattierung Zf-Dämpfung

1	bis 2,5 mm/h	grau	18 db
2	2,5 — 12,5	hell	29 db
3	12,5 — 25,0	dunkel	34 db
4	25,0 — 50,0	grau	39 db
5	50,0 — 125,0	hell	45 db
6	über 125,0	dunkel	

Der Vorteil der VIP-Darstellung liegt für den Radarbeobachter in einer schnellen Lokalisierung von Aktionszentren bei verbreiteter Niederschlagstätigkeit. So kann bei einer ausgedehnten Schauerlage bereits die Darstellung des Pegels 2 ausreichen, um die stärksten konvektiven Herde auf einen Blick zu erfassen. Bei bevorstehenden Gewitterwarnungen kann die Darstellung aus dem Level 3 erste Hinweise geben, die dann mit den gegebenen gerätetechnischen Möglichkeiten sorgfältig zu verfolgen sind. Das sofortige Erkennen einer Warnsituation, die durch das Aufleuchten eines Lichtsignals über dem eingestellten Pegel auch optisch unterstrichen wird, muß als echte Hilfe bei der oft recht schwierigen Interpretation des aktuellen Wetterablaufs angesehen werden. Die Kernzonen heraufziehender Fronten lassen sich in der VIP-Darstellung übersichtlich gliedern, so daß der aktive Bereich der Konvergenz von den schwächeren Partien getrennt werden kann. Wenn es nun auch noch gelingt, Tendenzen innerhalb der freigelegten Niederschlagsstruktur zu erkennen, so kann hieraus eine wesentliche Aussage für die kurzzeitige Beratung des Flugverkehrs gewonnen werden. Es muß jedoch darauf hingewiesen werden, daß eine genaue Bestimmung der Niederschlagsraten aus den bereits genannten Gründen nicht möglich ist; es werden hier lediglich Richtwerte aufgezeigt, die eine große Schwankungsbreite (10-100%) aufweisen. Die Auskünfte des Wirtschaftswetterdienstes werden jedoch bereits mit Abstufungen zwischen leichten, mäßigen, starken und sehr starken bzw. heftigen Niederschlägen erheblich an Aussagekraft gewinnen, wenn man ihnen die bislang gebrauchten Redewendungen wie „zeitweise Regen“ oder „gebietsweise Regen“ gegenüberstellt. Der geübte Radarbeobachter wird noch einen Schritt weiter gehen und den Intensitätsstufen bei frontalen Niederschlägen eine Zeitspanne hinzufügen, soweit eine solche Aussage möglich ist. Ein Radarwetter in Form des Dimaphonberichts wäre hierzu die richtige Publikationsform. Voraussetzung für die VIP-Aufbereitung und -Darstellung auf PPI- und RHI-Bildschirm ist, daß die Antennengeschwindigkeit auf genau 3 U/min (Maske) eingestellt wird, sonst sind Antenne und VIP nicht mehr synchron.

b) Die Dämpfung der Zwischenfrequenz erfolgt in sieben Dämpfungsstufen entsprechend den Werten 1, 2, 4, 8, 16, 32 und 64 db. Eine Dämpfung von 44 db ergibt sich somit durch Einlegen der Dämpfung von 4 db, 8 db und 32 db. Erinnern wir uns hierbei der angesprochenen Genauigkeit der Messung — z. B. Szintillation des Echos —, so ist die hiermit erreichbare Aufgliederung des Niederschlagsechos mehr als ausreichend. Im Nahbereich kann die Nahechodämpfung STC zur Schwächung der Bodenechos eingelegt werden.

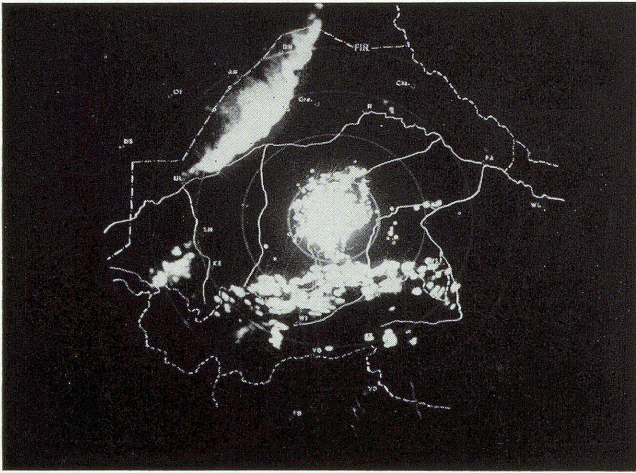


Abb. 62a.

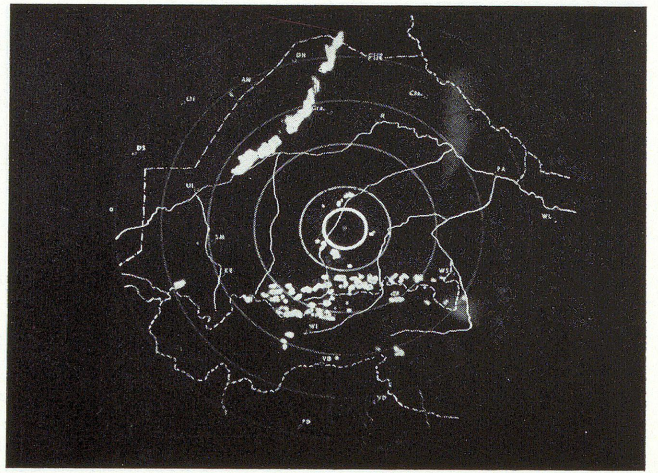


Abb. 62d.

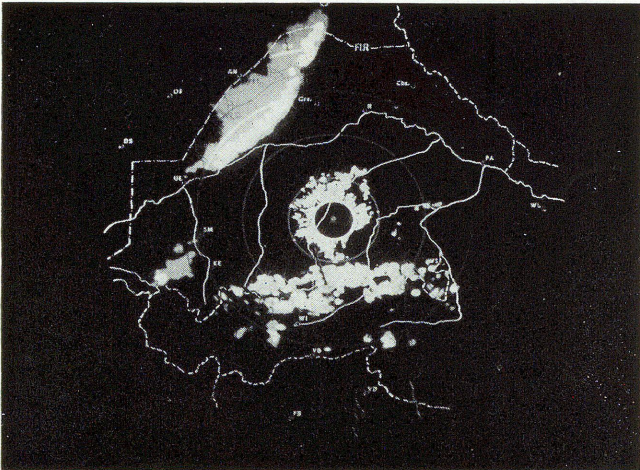


Abb. 62b.

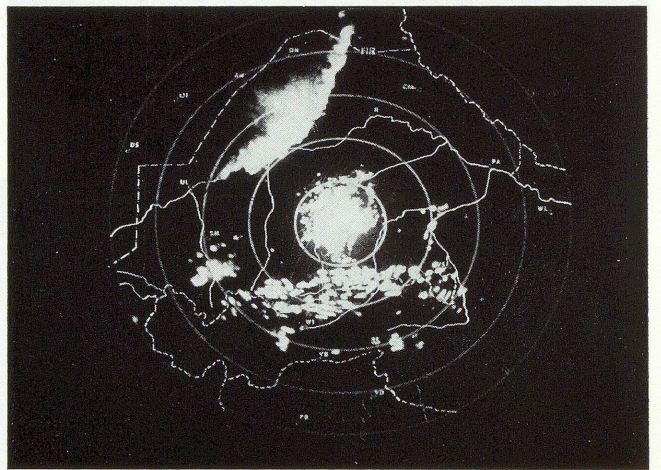


Abb. 62e.

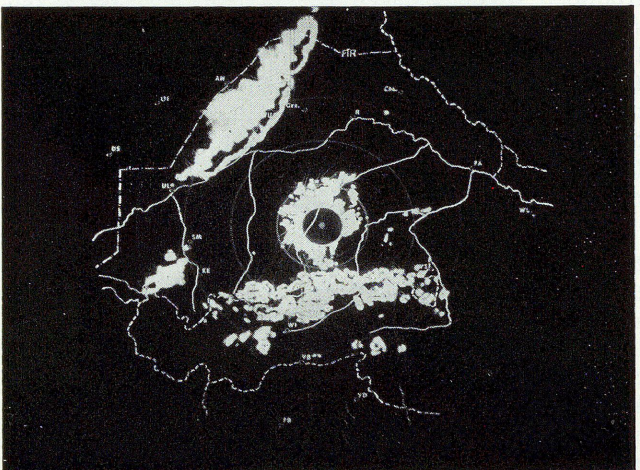


Abb. 62c.

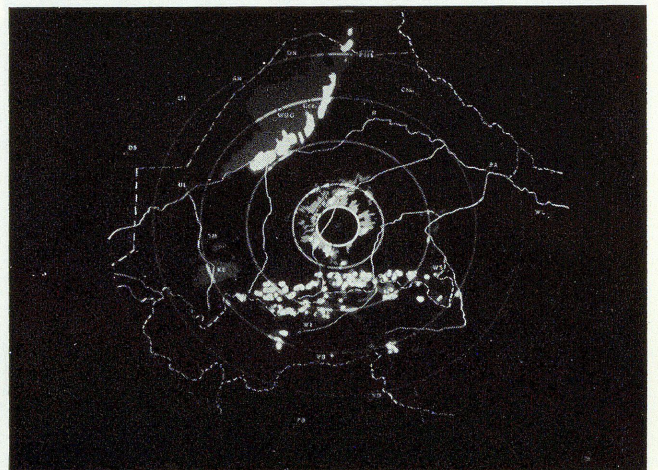


Abb. 62f.



Abb. 62g.

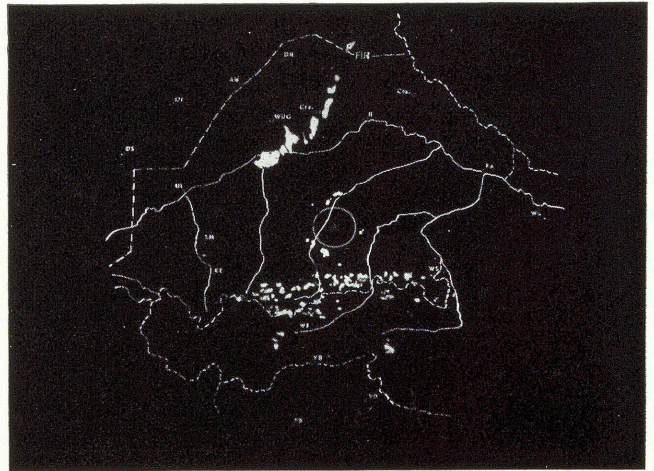


Abb. 62h.

Abb. 62a—d; e—h. Die VIP-Darstellung einer Kaltfront vom 14.4. 1975 im 200-km-Bereich in einer Zeitserie von 18.30 h und 19.00 h. Reihenfolge a—d bzw. e—h: PPI-Normaldarstellung/VIP-Gesamtdarstellung/VIP-Pegel 1/VIP-Pegel 2.

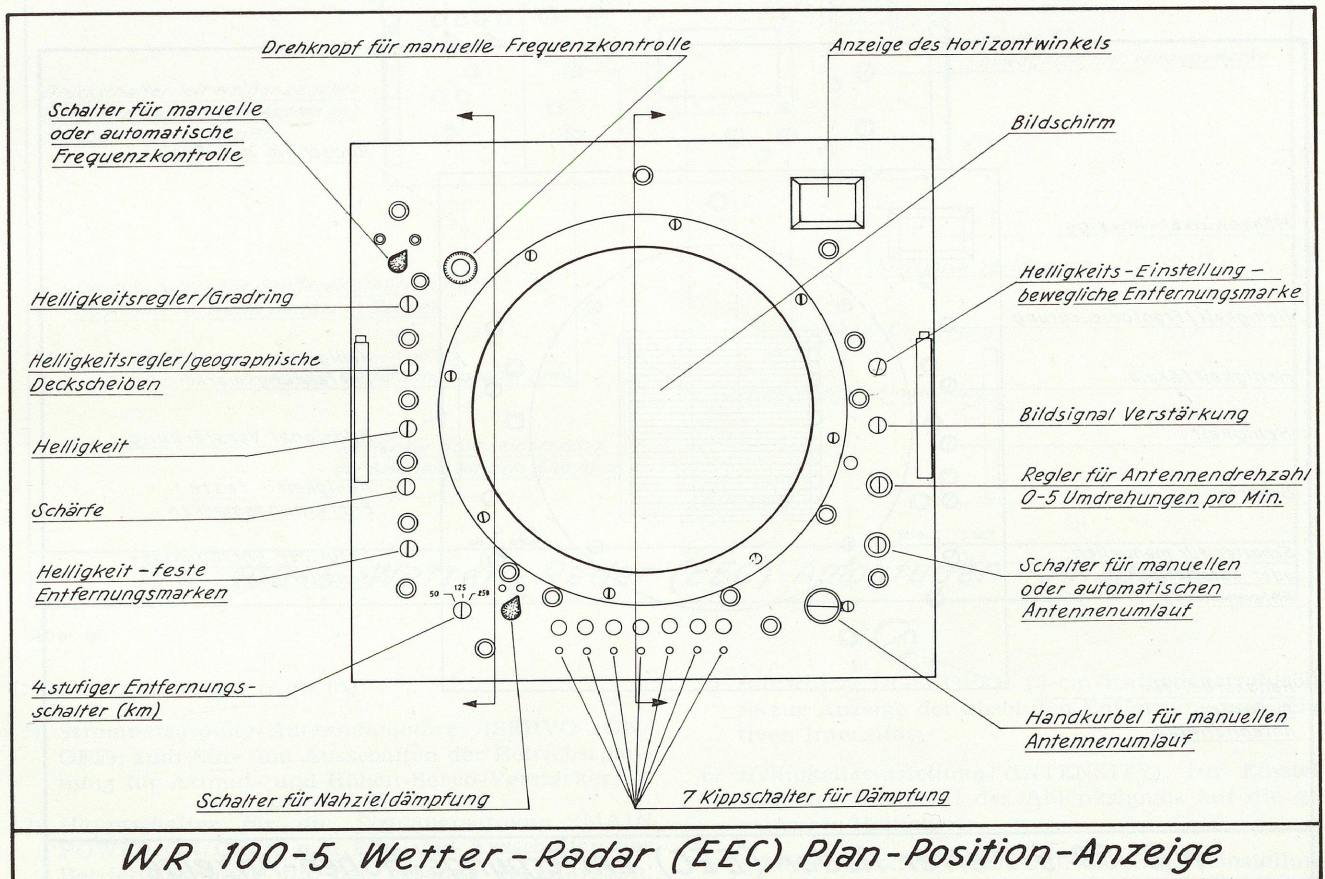


Abb. 63.

6.2.4 Das Bedienfeld der Sichtgeräte

Entsprechend der Aufgliederung der Konsole ist jedem Funktionsbereich ein gesondertes Kontrollfeld zugewiesen, so daß die einzelnen Bedienfelder und ihr Aufgabenbereich getrennt betrachtet werden müssen.

Die Panorama-Anzeige (Abb. 63):

- 1) *Drehknopf für manuelle Frequenzkontrolle (MANUAL LO FREQ)*: zur Einstellung der Empfänger-Oszillator-Frequenz bei in Stellung MAN befindlichem LO CONTROL-Knopf;
- 2) *Schalter für manuelle und automatische Frequenzkontrolle (LO CONTROL)*: zur Umschaltung der Empfängerabstimmung von MAN- auf AUTO-Betrieb (Normalstellung);
- 3) *Helligkeitsregler/Gradring (BEARING RING INTENSITY)*: zur Einstellung der Beleuchtung der Seitenwinkelskala;
- 4) *Helligkeitsregler / geographische Deckscheiben (PLOTTER INTENSITY)*: zur Einstellung der Plotterbeleuchtung;
- 5) *Helligkeit (INTENSITY)*: zur Einstellung der Schreibstrahlhelligkeit auf der Kathodenstrahlröhre; das Ablenksignal wird gerade noch sichtbar gelassen;
- 6) *Schärfe (FOCUS)*: zur Einstellung der Schärfe des Schreibstrahles auf der Kathodenstrahlröhre; beste Einstellung ergibt klarstes Bild!

- 7) *Helligkeit / feste Entfernungsmarken* (RANGE MARK INTENSITY): zur Einstellung der Helligkeit der Entfernungsmarken;
- 8) *4-stufiger Entfernungsschalter* (RANGE MILES): zur Einstellung des Meßbereichs von 50, 100, 200 oder 400 km;
- 9) *Schalter für Nahzieldämpfung* (STC ON/OFF): zur Einschaltung der Nahechodämpfung;
- 10) *7 Kippschalter für Dämpfung* (IF ATTENUATION): schaltet in der Reihenfolge von links nach rechts 1-db-, 2-db-, 4-db-, 8-db-, 16-db-, 32-db- und 64-db-Dämpfung in die Zwischenfrequenz (Zf), wenn nach oben geschaltet;
- 11) *Handkurbel für manuellen Antennenenumlauf* (MANUAL AZ CONTROL): zur Positionseinstellung der Antenne im Azimut bei in Stellung MAN befindlichem AZ MODE-Schalter;
- 12) *Schalter für manuellen oder automatischen Antennenenumlauf* (AZ MODE MAN/AUTO): zur Umschaltung des Azimut-Antennenantriebs von AUTO (Steuerung mit dem SPEED-Knopf) auf MAN (Steuerung mit dem AZ POSN-Handrad);
- 13) *Regler für Antennendrehzahl von 0 bis 5 Umdrehungen pro Minute* (AZ SPEED MIN-3-RPM-MAX): regelt stufenlos die Antennendrehzahl von 0 über 3 bis 5 Umdrehungen pro Minute; 3 Umdrehungen / Minute bei VIP-Einstellung;
- 14) *Bildsignal-Verstärkung* (VIDEO GAIN): zur Einstellung der Signalhelligkeit an der Kathodenstrahlröhre durch Justierung der Video-Amplitude;
- 15) *Helligkeitseinstellung / bewegliche Entfernungsmarke* (RANGE STROBE INTENSITY): zur Einstellung der Helligkeit der beweglichen Entfernungsmarke;
- 16) *Bildschirm* (PPI): 30,5-cm-Kathodenstrahlröhre zur Panorama-Anzeige;
- 17) *Anzeige des Horizontalwinkels* (AZIMUTH DEGREES): zur Anzeige der Antennen-Azimutposition in Grad auf 0,1 Grad genau.

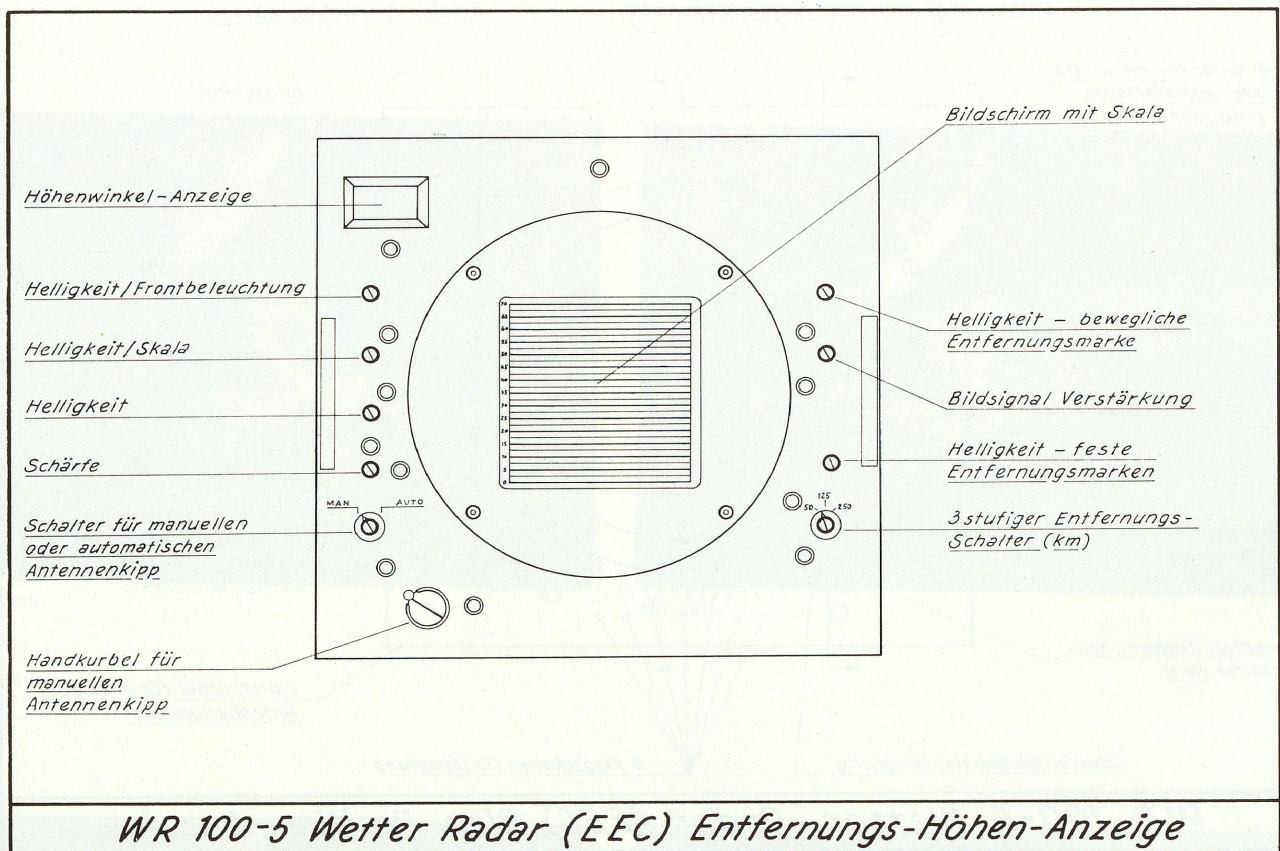


Abb. 64.

Die Bereichshöhen-Anzeige (Abb. 64):

- 1) *Höhenwinkel-Anzeige* (EL DEGREES): zur Anzeige des Antennen-Höhenwinkels in Grad auf 0,1 Grad genau;
- 2) *Helligkeit/Frontbeleuchtung* (CONSOLE PANEL LIGHT INTENSITY): zur Helligkeitseinstellung der Konsolenbeleuchtung;
- 3) *Helligkeit/Skala* (SCALE INTENSITY): zur Einstellung der Beleuchtung für die Höhenskala;
- 4) *Helligkeit* (INTENSITY): zur Einstellung der Intensität des Ablenssignals auf dem Schirmbild; Ablenssignal bei geringster Video-Verstärkung gerade noch sichtbar lassen;
- 5) *Schärfe* (FOCUS): zur Scharfeinstellung des Schreibstrahls auf dem Bildschirm;
- 6) *Schalter für manuellen oder automatischen Antennenkippen* (EL MODE MAN/AUTO): zur Einstellung der Betriebsarten AUTO und MAN; bei AUTO schwingt die Antenne mit fünf Abtastungen pro Minute;
- 7) *Handkurbel für manuellen Antennenkippen* (MANUAL EL CONTROL): zur Einstellung des Antennen-Höhenwinkels, wenn sich der EL MODE-Schalter in Stellung MAN befindet;

- 8) 3-stufiger Entfernungsschalter (RANGE MILES): zur Einstellung des Bereichs von 25, 50 oder 100 km;
- 9) Helligkeit / feste Entfernungsmarken (RANGE MARK INTENSITY): zur Einstellung der Helligkeit der Entfernungsmarken;
- 10) Bildsignal-Verstärkung (VIDEO GAIN): zur Einstellung der Videointensität auf dem Bildschirm;
- 11) Helligkeit / bewegliche Entfernungsmarke (RANGE STROBE INTENSITY): zur Einstellung der Helligkeit der beweglichen Entfernungsmarke;
- 12) Bildschirm (RHI): 30,5-cm-Kathodenstrahlröhre mit Höhenskala zur Anzeige der Bereichs-Höhen-Information; die Erdkrümmung wird automatisch berücksichtigt.

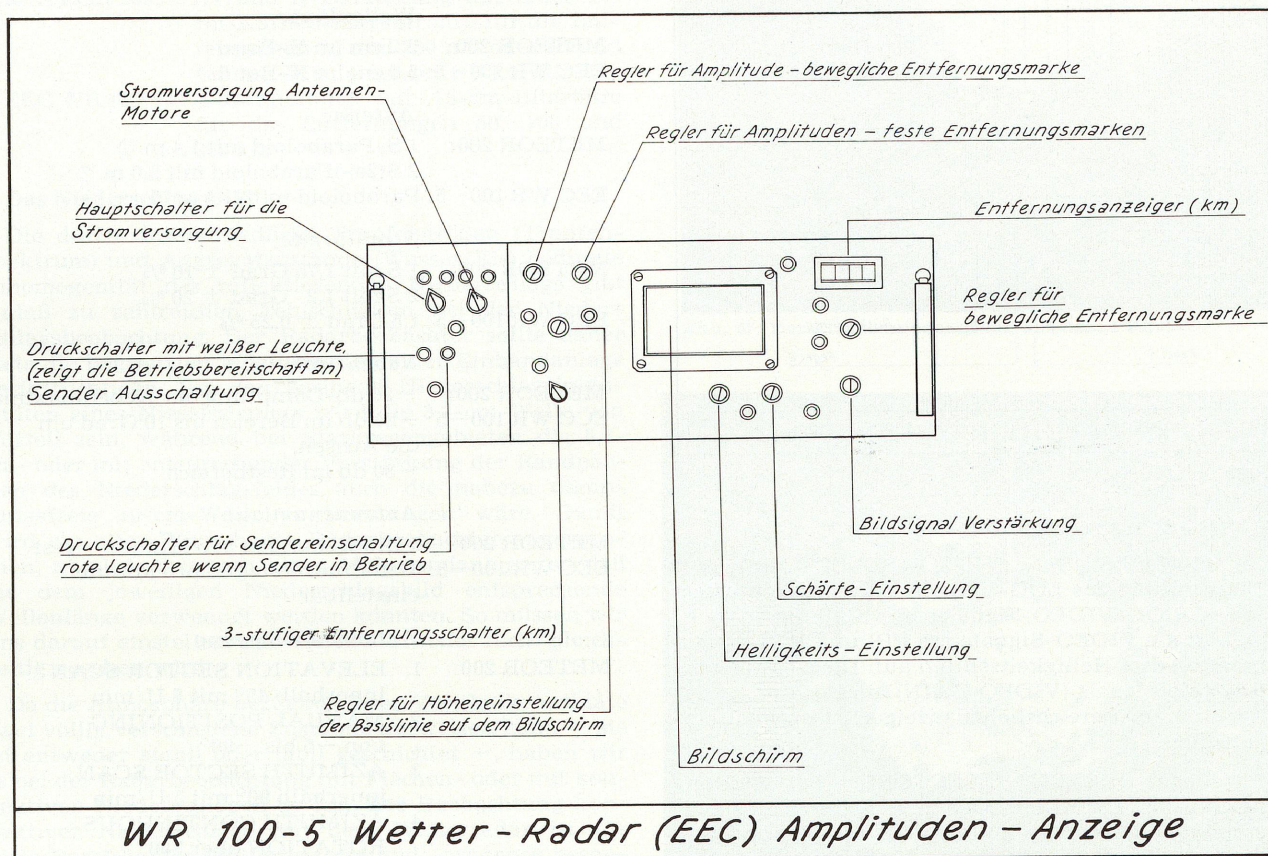


Abb. 65.

Die A - Anzeige (Abb. 65):

- 1) Stromversorgung/Antennenmotore (SERVO ON/OFF): zum Ein- und Ausschalten der Betriebsspannung für Azimut- und Höhen-Servo-Verstärker;
- 2) Hauptschalter für die Stromversorgung (MAIN POWER ON/OFF): zum Ein- und Ausschalten der Betriebsspannung für das gesamte Radarsystem; die im ausgeschalteten Zustand brennende OFF-Lampe zeigt an, daß die zum Betrieb erforderliche Netzspannung vorhanden ist;
- 3) Sender-Ausschaltung (XMTR CONTROL STANDBY): Druckschalter mit weißer Leuchte zeigt die Betriebsbereitschaft an;
- 4) Sender-Einschaltung (XMTR CONTROL RADIATION): Druckschalter mit roter Leuchte, wenn Sender in Betrieb;
- 5) 3-stufiger Entfernungsschalter (RANGE MILES): zur Einstellung des Meßbereichs auf 50, 100 und 200 km;
- 6) Regler für Höheneinstellung der Basislinie auf dem Bildschirm (VERTIKAL POSITION): zur Einstellung des Ablensignals am A-Anzeiger in Vertikalrichtung;
- 7) Bildschirm (A-SCOPE): 13-cm-Kathodenstrahlröhre zur Anzeige der absoluten Entfernung und relativen Intensität;
- 8) Helligkeitseinstellung (INTENSITY): zur Einstellung der Intensität des Ablensignals auf die gewünschte Helligkeit;
- 9) Schärfereinstellung (FOCUS): zur Scharfeinstellung des Schreibstrahles;
- 10) Bildsignal-Verstärkung (VIDEO GAIN): zur Einstellung der Video-Amplitude;
- 11) Regler für bewegliche Entfernungsmarke (RANGE STROBE): zur Entfernungseinstellung der beweglichen Marke;
- 12) Entfernungsanzeige (RANGE/KM): zeigt die Stellung der beweglichen Entfernungsmarke in Kilometern bis 400 km auf 0,1 km genau;
- 13) Regler für Amplituden / feste Entfernungsmarken (RANGE MARK AMP): zur Einstellung der Helligkeit der Entfernungsmarken;
- 14) Regler für Amplitude / bewegliche Entfernungsmarke (RANGE STROBE AMP): zur Einstellung der Helligkeit der beweglichen Entfernungsmarke.

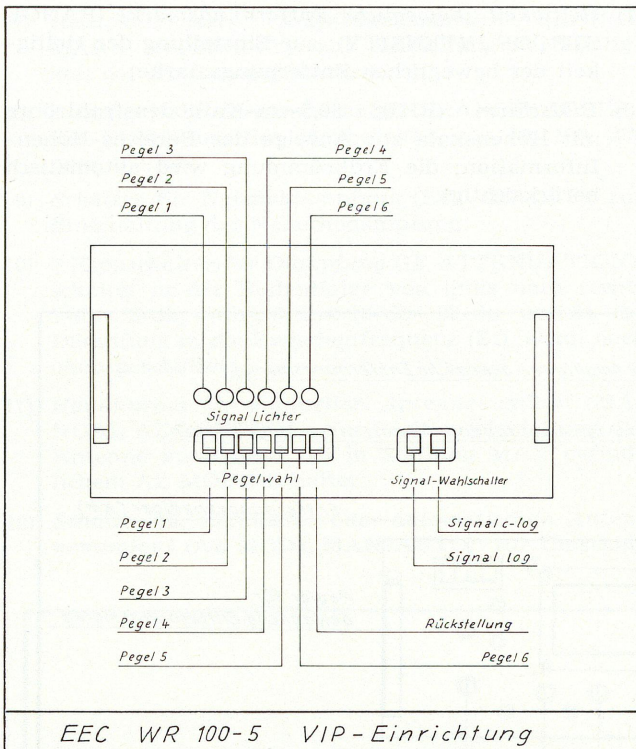


Abb. 66.

Die VIP-Einrichtung (Abb. 66):

- 1) **Signal-Wahlschalter** (VIDEO SELECTORS): zur Einschaltung des LOG-VIDEO- oder des konturierten C-LOG-VIDEO-Signals; in Stellung C-LOG weisen die VIDEO-Signale am PPI und RHI die genannten drei Helligkeitsstufen auf. Die Verstärkung des Videosignals (VIDEO GAIN) am Positionsanzeiger und am Bereichshöhenanzeiger ist optimal einzustellen.
- 2) **Pegelwahl** (LEVEL SELECTORS): bei Stellung LOG-VIDEO wird die Niederschlagsintensität zwischen dem gewählten und dem nächsthöheren Pegel dargestellt, alle anderen Pegel bleiben auf dem Bildschirm schwarz; z. B. Wahl des Pegels 4 bedeutet Darstellung der Niederschlagsintensität zwischen Pegel 4 und Pegel 5, die Pegel 1, 2, 3, 5 und 6 bleiben schwarz.
- 3) **Signallichter** (SUMMARY LIGHTS): leuchten bei Erreichen der jeweiligen gewählten Signalstärke während einer Antennenumdrehung auf. Die Signallichter werden speichernd für jede Antennenumdrehung neu gesetzt. Schwankungen erklären sich aus der Genauigkeit der gemessenen Intensität, die bei einer statistischen Sicherheit von 95 % nur $\pm 10,9$ db beträgt, d. h. die angezeigte Niederschlagsintensität schwankt zwischen 10 und 100 %.

6.3 Wesentliche Daten der beiden Radargeräte

Frequenz

METEOR 200: 9345 – 9405 MHz
EEC WR 100–5: 5600 – 5650 MHz

Spitzenleistung

METEOR 200: 200 kW ± 10 %
EEC WR 100–5: 250 kW

Mindestempfindlichkeit

METEOR 200: 105 dbm
EEC WR 100–5: 105 dbm

(Richtwerte)

Pulsfolgefrequenz

METEOR 200: 1200 pps ± 10 % und 240 pps ± 10 %
EEC WR 100–5: 259 pps $\pm 10^{-5}$

Impulsdauer

METEOR 200: 0,5 μ s ± 10 % und 3 μ s ± 10 %
EEC WR 100–5: 2,0 μ s $\pm 0,25$ μ s

Impulslänge

METEOR 200: 150 m ± 15 m und 900 m ± 90 m
EEC WR 100–5: 600 m ± 75 m

Wellenlänge

METEOR 200: 3,2 cm im X-Band
EEC WR 100–5: 5,7 cm im X-Band

Antenne

METEOR 200: 1 S-Paraboloid mit 1,4 m ϕ
2 S(2a-)Paraboloid mit 2,0 m ϕ
EEC WR 100–5: Paraboloid mit 2,44 m ϕ

Strahlbreite

METEOR 200: 1 S mit 1,75 Grad ± 10 %
2 S mit 1,2 Grad ± 20 %
EEC WR 100–5: 1,5 Grad $\pm 0,25$ %

Nebenzipfel

METEOR 200: – 20 db-Dämpfung der Nebenmaxima
ECC WR 100–5: – 24 db im Bereich bis 10 Grad um die Achsen,
– 30 db im Restbereich

Antennenenumlauf

METEOR 200: 5 Umdrehungen pro Minute – fest
EEC WR 100–5: 0–5 Umdrehungen pro Minute – einstellbar

Antennenbewegung

- METEOR 200:
1. ELEVATION SECTOR SCAN innerhalb 45° mit 5 U/min
 2. MANUAL POSITIONING von – 5 bis + 90°
 3. AZIMUTH SECTOR SCAN innerhalb 90° mit 5 U/min
 4. AZIMUTH CONTINUOUS ROTATION über 360°
 5. CONICAL SCAN mit 75 cps ± 10 %
I. MANUAL TRACK
II. AUTOMATIC TRACK
- EEC WR 100–5:
1. ELEVATION SECTOR SCAN von – 2° bis + 60°
 2. MANUAL POSITIONING von – 2° bis + 60°
 3. AZIMUTH SECTOR SCAN mit 30° pro Sekunde
 4. AZIMUTH CONTINUOUS ROTATION mit 30° pro Sekunde

Hauptbildschirme

METEOR 200: 40-cm-Kathodenstrahlröhre für PPI, RHI und REI
EEC WR 100–5: zwei 30,5-cm-Kathodenstrahlröhren für PPI und RHI

Entfernungsbereiche

METEOR 200: 10, 20, 50, 100 und 250 nm oder 20, 40, 100, 200 und 400 km
EEC WR 100–5: 50, 100, 200 und 400 km

Entfernungsmarken

METEOR 200: fünf auf jeder Skala mit Abständen von 2, 4, 10, 20 und 50 nm oder 4, 8, 20, 40 und 80 km
EEC WR 100–5: fünf auf jeder Skala mit Abständen von 10, 20, 40 und 80 km

Höhenskala

METEOR 200: von 0–10 nm oder 0–20 km unterteilt durch die Parallelschar der Drehscheibe in 2-nm- bzw. 4-km-Intervallen

EEC WR 100–5: von 0–98.000 ft oder 0–30 km in Intervallen von 4.000 ft oder 2 km, beide (km, ft) in die Deckscheibe der Bildröhre eingätzt

Neben-Anzeige

METEOR 200: A- und R-Darstellung auf einer 13-cm-Kathodenstrahlröhre für die Entfernungen 20 und 250 nm oder 40 und 400 km bzw. 4 nm oder 8 km für R

EEC WR 100–5: A-Darstellung auf 13-cm-Bildröhre für die Entfernungen 50, 100 und 200 km

7 Das Niederschlagsbild

Die durch unterschiedliche Tropfengrößen (Tropfenspektrum) und Aggregatzustände (Wasser/Eis) bedingte Inhomogenität des reflektierenden Niederschlags gibt Anlaß zu zahlreichen Fehlschlüssen bei der Niederschlagsbeobachtung. Der Radarbeobachter sollte daher stets die begrenzten Möglichkeiten einer Einbandanlage berücksichtigen. Bei den geringen Niederschlagsintensitäten eines Nieselschauers wird die 3,2-cm-Welle von Vorteil sein, während bei Starkregengebieten die 5,7-cm- oder mit entsprechender Verstärkung der Randpartien des Niederschlagsfeldes auch die nahezu dämpfungsfreie 10-cm-Welle zu bevorzugen wäre. Damit wird ein alter Wunsch der Radarbeobachter angesprochen, nämlich der nach einer Mehrbandanlage, so daß die dem jeweiligen Niederschlagsbild entsprechende Wellenlänge verwendet werden könnten. So müssen wir uns darauf einstellen, daß vieles nicht oder nicht gleichzeitig gesehen wird.

Da die Atmosphäre bezüglich ihrer Vertikalkoordinate zwei völlig verschiedene Zustände aufweisen kann – sie ist entweder stabil oder labil geschichtet –, haben wir es bei der Radarbeobachtung mit Flächen- oder mit konvektiven Niederschlägen zu tun. Die Beobachtung konvektiver Niederschläge mit dem Wetterradar ist für viele Bereiche der Wetteranalyse und -prognose besonders wichtig. Die vertikale Ausdehnung konvektiver Niederschlagszellen und die hierbei auftretenden Tropfengrößen – D^6 -Abhängigkeit –, besonders in sommerlichen Niederschlagsgebieten, bringen gegenüber dem Flächenniederschlag bevorzugte Ortungsbedingungen. Die schwächeren Randpartien, die bei den Flächenniederschlägen gelegentlich größere Ausdehnung erreichen, werden meist nur sehr diffus oder überhaupt nicht abgebildet, da sie dem Rückstrahlvolumen eine zu große Durchlässigkeit geben, so daß die geringe reflektierte Energie unter die Empfindlichkeitsschwelle des Empfängers fällt und somit nicht mehr verstärkt wird. Hinzu kommt die Streckendämpfung, während die Niederschlagsdämpfung vernachlässigbar klein ist. Aufgleitniederschläge und hier besonders winterliche Schneegebiete entgehen dem Radarbeobachter so in ihrer vollen Ausdehnung.

7.1 Der Flächenniederschlag

Im Falle stabiler Schichtung ist die Bildung von Niederschlag nur möglich, wenn durch einen dynamischen, aus der großräumigen Druck- bzw. Strömungsverteilung resultierenden Vorgang eine erzwungene Hebung der Luft über einem größeren Gebiet stattfindet. Da die Vertikalgeschwindigkeiten hierbei über einem großen Areal wenig unterschiedliche Werte aufweisen, zeigt der entstehende Niederschlag im allgemeinen in horizontaler Richtung wenig Struktur (Abb. 67). Dabei haben die verhältnismäßig geringen Vertikalgeschwindigkeiten

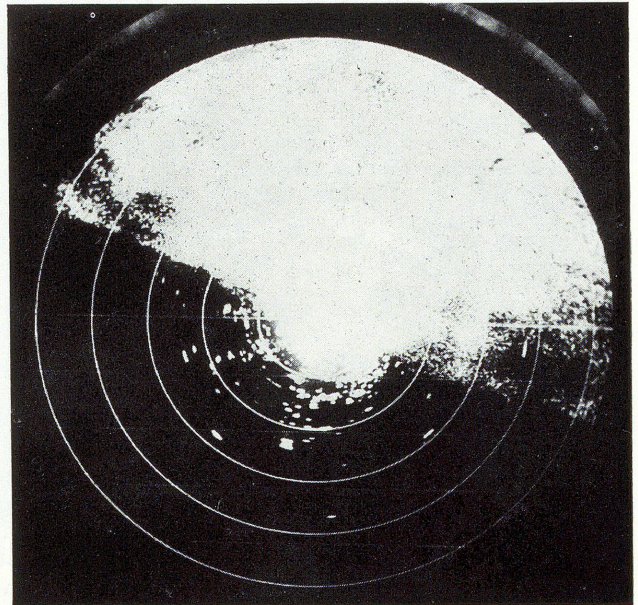


Abb. 67. Der Flächenniederschlag auf dem PPI.

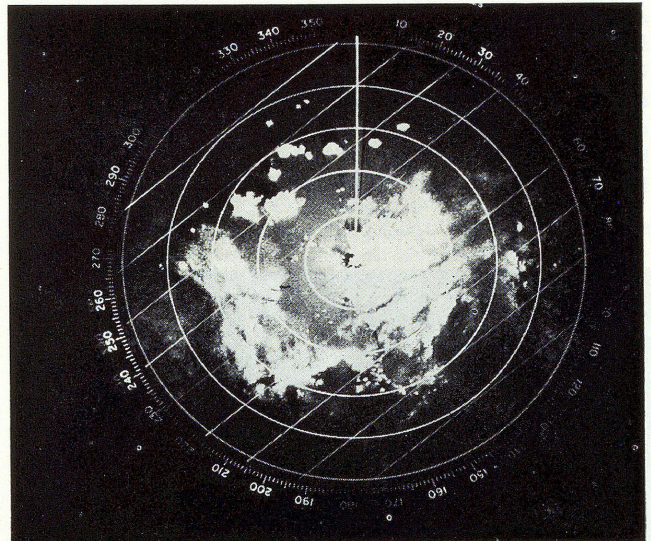


Abb. 68. Die labile Warmfront auf dem PPI.

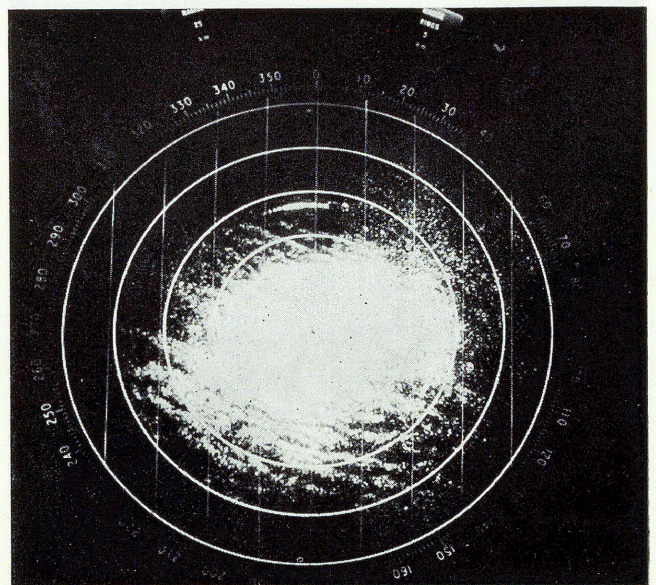


Abb. 69. Die stabile Warmfront auf dem PPI.

zur Folge, daß der Umsatz Wasserdampf/Niederschlag pro Zeiteinheit relativ niedrig ist, so daß bei Flächenniederschlag oft nur kleine Niederschlagsintensitäten von 0,1 bis 5 mm/h auftreten. Gelegentlich erfolgt jedoch durch den Aufgleitprozeß eine Labilisierung der anfangs stabilen Vertikalschichtung, so daß innerhalb des Flächenniederschlags deutliche zellenhafte Strukturen auftreten. Entsprechend spannt sich das Band der auftretenden Niederschlagsbilder zwischen stabilem Aufgleiten und Flächenniederschlag mit konvektiven Einlagerungen.

7.1.1 Die Warmfront

Nach der Konvektionstheorie der Aufgleitfronten entsteht das Nimbostratusmassiv an einer labil geschichteten Warmfront durch den Zusammenschluß von einzelnen Konvektionswolken. Das Niederschlagsfeld an einer *labilen Warmfront* zeigt somit zellenhafte Strukturen, die sich in einer ungleichen Niederschlagsverteilung widerspiegeln (Abb. 68). Dem steht gegenüber das strukturlose Aufgleitfeld an einer *stabilen Warmfront*, wo allenfalls im mittelhohen Niveau die durch Schwingungen in der aufgleitenden Warmluft ausgelösten wellenförmigen Bänderstrukturen auftreten (Abb. 69). Hierzu gehören auch die Bänderstrukturen winterlicher Aufgleitvorgänge bei niedriger Null-Grad-Grenze. Bei schwachen, aber ausgedehnten Niederschlägen, wie sie besonders im Winter häufig vorkommen, ist die Anzeige des Wetterradars oft wenig verlässlich, besonders was die Ausdehnung betrifft. Die Bewegung des Radarechos auf dem PPI erfolgt mit dem Vektor des aktuellen mittleren Höhenwindes.

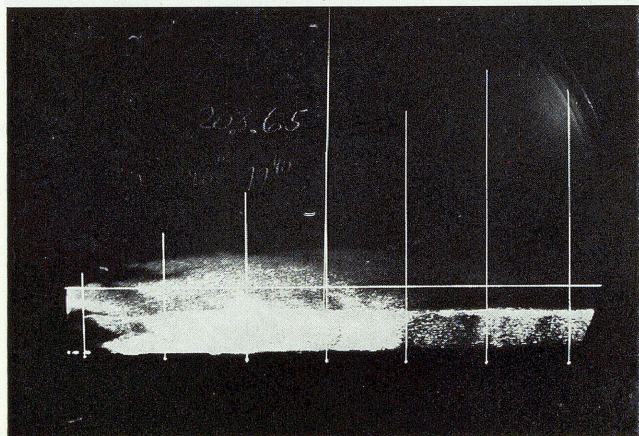
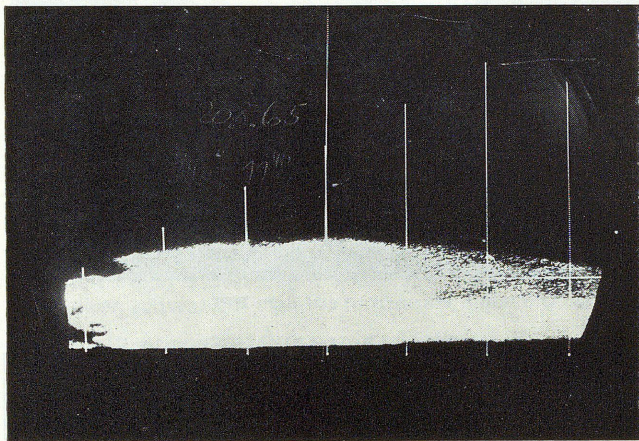


Abb. 70a, b. Der Flächenniederschlag in der Vertikaldarstellung
a) Normaldarstellung und b) mit Dämpfung.

7.1.2 Der Warmsektor

Obwohl im Warmsektor einer Zyklone kein ausgesprochen typisches Niederschlagsbild beobachtet wird, treten auf dem Bildschirm des Radargerätes gelegentlich Erscheinungen auf, die nicht sofort aus der synoptischen Situation heraus erklärt werden können, da sie nicht immer in das übliche Bild vom Warmsektor passen.

Zunächst sei bemerkt, daß die Lage der Warmfront und damit der Beginn des Warmsektors auf dem PPI gewöhnlich schwer zu fixieren ist. Nur selten hört der Flächenniederschlag entlang einer deutlichen Linie, die mit der Bodenwarmfront identisch ist, auf. Meistens macht sich die Passage der Warmfront nur durch ein Schwächerwerden oder durch allmähliches Aufreißen des Flächenniederschlags bemerkbar. Dies liegt daran, daß die Neigung der Warmfrontfläche gegen die Horizontalebene bekanntlich sehr gering ist, so daß die Vertikalkomponenten der Strömung längs der Frontfläche, die den Niederschlag erzeugen, nur allmählich nachlassen und nicht plötzlich aussetzen wie bei Kaltfronten. Außerdem wird wegen der stabilen Schichtung der Luft längs der Frontfläche ein rasches Durchsetzen der Warmluft am Erdboden erschwert. Das Niederschlagsbild auf dem PPI gibt folglich eine breite Mischungszone von einigen 10 km Ausdehnung wieder, die zu den Rändern hin diffus ausläuft und lediglich durch optimale Einstellung der Signalhelligkeit dargestellt werden kann.

Über das Erscheinungsbild des Niederschlags im Warmsektor selbst läßt sich folgendes aussagen: Die Skala der Regenfälle reicht nach den Radarbeobachtungen von kurzen, fast unmerklichen Sprühregenfällen ($R = 0,01$ mm/h) bis zu mehrstündigem starken Landregen ($R = 5-10$ mm/h). Dabei hängt das Auftreten der einen oder anderen Niederschlagsart davon ab, ob der Radarkontrollbereich mehr die antizyklonale oder die zyklonale Seite des Warmsektors erfaßt. Wegen der stabilen Schichtung auf der antizyklonalen Seite des Warmsektors kommt es in diesem Gebiet nur zu Sprühregenfällen, oder es bleibt sonnig und niederschlagsfrei, während auf der zyklonalen Seite, wo auch die Bodenisobaren im Warmsektor schon häufig zyklonal gekrümmt sind, ausgedehnte und teilweise starke Regenfälle im Bereich der allgemeinen Hebung auftreten. Gelegentlich kann man feststellen, daß der Regen im Warmsektor in Form von Schauern fällt, eine Erscheinung, die nicht ganz in die Vorstellung von einer Niederschlagsbildung in Warmluft paßt; denn Schauer werden gewöhnlich bei labiler Schichtung, d. h. normalerweise also in Kaltluftmassen beobachtet. Dies kann auf das Voreilen der Kaltluft in der Höhe hinweisen, wodurch eine labile Schichtung noch innerhalb des Warmsektors erzeugt wird.

7.1.3 Die Okklusion — Warmfronttyp

Die Warmfrontokklusion tritt im allgemeinen nur in der kälteren Jahreszeit auf, wenn die Vorderseitenkaltluft der Zyklone über dem Festland eine starke Bodenabkühlung erfährt und die Rückseitenkaltluft aus maritimer Polarluft besteht, die dann wesentlich wärmer sein kann. Die Aufgleitbewegungen erreichen dabei oft die Ausdehnung von Warmfronten — sie überdecken gelegentlich ganz Mitteleuropa —, so daß auf dem Bildschirm schwache Flächenniederschläge mit zeitlichen Schwankungen auftreten. Die entsprechenden Niederschläge bestehen aus andauerndem leichten Regen oder Sprühregen bzw. Schnee mit schauerartigen Verstärkungen im Bereich einer Höhenkaltfront; denn auch bei der Warmfrontokklusion eilt die Rückseitenkaltluft gelegentlich in der Höhe voraus und labilisiert die aufgleitende Warmluft.

7.2 Der (konvektive) Zellienniederschlag

Die dankbarsten Objekte für das Wetterradargerät sind die konvektiven Niederschläge, wenngleich die wirklichkeitsgetreue strukturelle Erfassung von Schauern besonders bei der 3,2-cm-Welle infolge der Dämpfung kaum möglich ist. Gelangen auch die Vorderflanken eines konvektiven Echos bis zu einer gewissen Genauigkeit hin noch zur Abbildung, so sind die rückwärtigen und zentralen Partien gerade bei kräftigen Echos sehr verfälscht abgebildet. Dieses ungenaue Bild wird auch durch die einlegbare Dämpfung fehlerhaft übertragen, indem das eigentliche Niederschlagsmaximum vorverlegt wird.

Die Aussage der Wolkenphysik über den konvektiven Prozeß der Niederschlagsbildung dürfte in diesem Zusammenhang von einigem Interesse sein. Der Bergeron-Findeisen-Prozeß, der über die Eisphase zur Koagulation führt, ist in den gemäßigten Breiten zweifellos der am häufigsten ablaufende Vorgang der Niederschlagsbildung. Mischwolken, die aus unterkühlten Wassertropfchen und Eiskristallen bestehen, sind kolloid-labil, weil in ihnen der Wasserdampf in bezug auf die Tröpfchen gesättigt, in bezug auf Eis aber stark übersättigt ist. Die wesentlichen Produkte des Sublimationswachstums in Mischwolken sind je nach Übersättigungsgrad mehr oder weniger verzweigte Schneekristalle. Diese Schneekristalle und Eisprismen entstehen beispielsweise auch im Cumulonimbus, wenn die Temperatur unter -10°C liegt. Wenn die Schneekristalle und Eisnadeln durch unterkühlte Wasserwolken fallen, können sie durch Anfrieren der unterkühlten Tröpfchen, durch Vergraupelung, weiterwachsen.

Neben der Voraussetzung der ausreichenden kolloiden Labilität durch verschiedene Tropfengrößen ist zur Niederschlagsbildung noch eine ausreichende Koagulationszeit erforderlich, damit die Anzahl der zusammenstoßenden Tröpfchen groß genug wird, einen Niederschlagstropfen zu bilden, der nach dem Verlassen der Wolke auch bis zum Erdboden fällt, ohne vorher zu verdunsten. Erst in diesem Stadium kann der Radarbeobachter ein Echo erwarten. Vergleichsbeobachtungen zwischen stationären Satelliten und Radargeräten, von denen ein Beispiel unter 7.2.3 beschrieben ist, legen die Zeitspanne offen, die vom Erscheinen der Schauerwolke bis zum ersten Auftreten eines Radarechos vergeht. Eine ungefähre Zeitschätzung läßt sich bei uns im Augenblick nur an orographisch ausgelösten Schauerechos anstellen, indem man den Weg von ihrer ersten Beobachtung bis zu einem markanten geographischen Hindernis zurückverfolgt.

In ausreichend hohen Cumuluswolken mit stärkerem Aufwind werden die Tropfen so groß, daß sie noch innerhalb der Wolke ihre Platzgröße erreichen und in viele kleine Tröpfchen zerplatzen. Diese werden dann erneut vom Aufwind nach oben getragen und machen den Wachstumsprozeß durch Koagulation ein zweites Mal durch, bis das Wassergewicht die Tragkraft des Aufwindes übertrifft und ein kräftiger Schauer aus der Wolke ausfällt. Nun ist das beste Echo auch in der Vertikaldarstellung zu erwarten.

7.2.1 Die Kaltfront

Das Erscheinungsbild einer gut entwickelten Kaltfront auf dem PPI ist außerordentlich charakteristisch, und die Frontlage kann bis zu Entfernungen um 200 km mit einer Schwankungsbreite von 5 bis 10 km angegeben werden, so daß die Analyse der Wetterkarte danach überprüft werden kann. Das charakteristische Erscheinungsbild der Kaltfront bringt es mit sich, daß man in der Radarmeteorologie ihr allein das Attribut „Front“ zugestehen würde; denn kein Niederschlagsecho erfüllt die an eine Front geknüpfte Vorstellung der linienhaften Anordnung in dem Maße wie gerade die Kaltfront (Abb. 71).

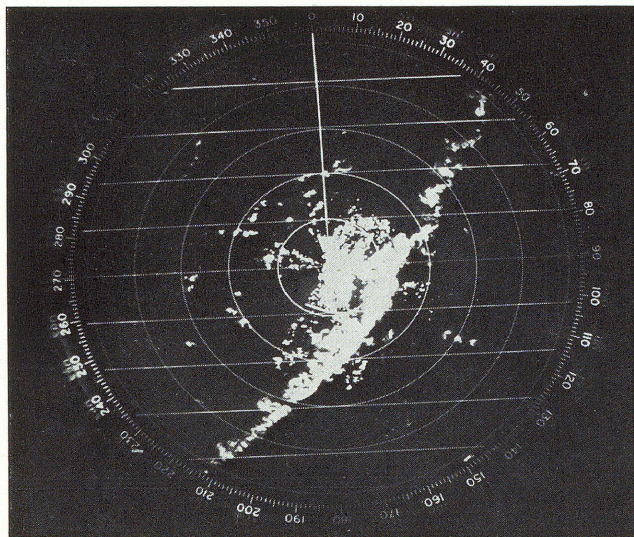


Abb. 71. Die Kaltfront auf dem PPI.

Der Augenblick der Kaltfrontpassage an der Radarstation stellt einen sehr ungünstigen Moment für die Erfassung entfernter Niederschläge dar. Der Dämpfungseffekt, der das „Kürzerwerden“ der Front auf dem PPI bewirkt, ist so ziemlich bei jeder gut ausgeprägten Front vorhanden und kann bei ungeübten Radarbeobachtern leicht zu Fehlschlüssen führen.

Die Radarbeobachtung kennt im wesentlichen zwei Erscheinungsformen der aktiven Kaltfront: die Frontlinie und die Labilitätszone. Die Kaltfrontlinie zeigt sich als ein geschlossenes Wolkenband konvektiver Zellen. Die Labilitätszone präsentiert sich jedoch auf dem Bildschirm als eine breite, durchbrochene Schauerzone ohne frontenhafte Anordnung der einzelnen Niederschlagszellen (Abb. 72). Die ungeordnete Konfiguration der Schauer bzw. Gewitter kann sich jedoch im Laufe mehrerer Stunden zu einer auch auf dem PPI deutlich erkennbaren Front entwickeln. Der Grund für diese Erscheinung dürfte in den Sommermonaten in einer tageszeitlich bedingten Verschärfung des frontalen Temperaturgegensatzes zu suchen sein. Nach Erreichen der Auslösetemperatur treten in der Kaltluftmasse bzw. an oder in der Nähe der Front verbreitet konvektive Umlagerungen auf, die auf dem Umweg über die Niederschlagsabkühlung und die dichtere, einstrahlungsbehindernde Bewölkung eine stärkere Erwärmung der Kaltluftmasse verhindern. In der stabil geschichteten Warmluft kann sich jedoch die tägliche Temperaturwelle wegen des Fehlens von Niederschlägen und der damit verbundenen Abkühlungseffekte voll auswirken, so daß der Temperaturunterschied zwischen den beiden Luftmassen am Nachmittag am größten ist, wo auch die Vertikallabilität ihr Maximum annimmt. Dadurch erreichen die Vertikalbewegungen längs der Front erst zu diesem Zeitpunkt ihre größten Werte, so daß dann erst die Front auch auf dem PPI deutlich sichtbar wird. Man sieht, das Erscheinungsbild einer Kaltfront auf dem Radarschirm kann durchaus eine tageszeitliche Variation zeigen, und zwar gewöhnlich in dem Sinne, daß die Front am Nachmittag am stärksten entwickelt ist. Dies muß man auch bei der Prognose der beim Frontdurchgang zu erwartenden Wettererscheinungen berücksichtigen: Passiert die Front nachts oder morgens, so ist die Niederschlagstätigkeit längs der Front häufig wesentlich schwächer ausgeprägt, als wenn die Front mittags oder nachmittags den Prognoseraum passiert. Dies gilt besonders für langsam ziehende, nicht sonderlich scharfe Kaltfronten, bei denen die Energie der feuchtlabilen Umlagerungen an der Frontlinie nur zum Teil aus dem ursprünglichen frontsenkrechten Temperaturunterschied beider Luftmassen stammt und im übrigen mehr durch die tägliche Tempe-

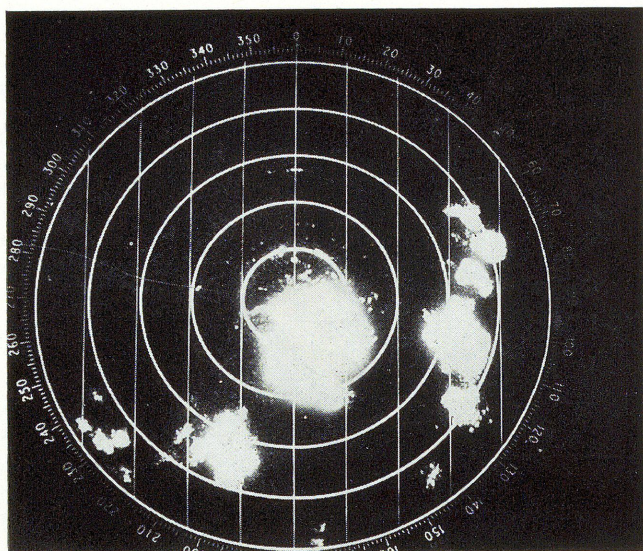


Abb. 72. Die Labilitätszone auf dem PPI.

raturwelle geliefert wird. Auf See ergibt sich im Spätsommer oft ein weiteres Maximum, das in der zweiten Nachthälfte liegt, so daß bereits in den Morgenstunden eine gut entwickelte Kaltfront in den Küstenbereich einschwenken kann.

Obwohl die postfrontale Aufheiterungszone kein Radarobjekt im Sinne eines erfassbaren Zieles wie Niederschlag ist, kann man ihre Lage auf dem Radarschirm doch mitunter recht deutlich erkennen, wenn eine auffällige echofreie Zone zwischen der abziehenden Front und den nachfolgenden Niederschlägen auftritt. Die Absinkbewegungen drücken die positiven Vertikalbewegungen in diesem Bereich unter den für die Niederschlagsbildung erforderlichen Wert, so daß die bekannten Auflösungserscheinungen im Niederschlags- und Bewölkungsfeld auftreten.

7.2.2 Die Trogachse

Im Sommer ist die Trogachse eine ausgesprochene Instabilitätslinie mit Schauer und Gewitter. Nicht selten finden jedoch vor der Trogachse Aufgleitbewegungen statt, die mit einer Zunahme der ageostrophischen Komponente auf der Trogvorderseite einhergehen und in der Höhe in den Bereich der Trogachse hineinreichen. Diese Aufgleitfelder, im Advektionsfeld an der Stirnfläche eines Warmluftvorstoßes gegen die Kaltluft des Troges, zeigen oft den Beginn einer Zyklonogenese im Trogbereich an und sind daher von besonderem Interesse. Die Troglinie bleibt jedoch in erster Linie Labilitätszone, so daß auch der Flächenniederschlag labil strukturiert ist, was im übrigen den Ausdruck „schauerartige“ Niederschläge für diesen Teil des Tiefdruckgebietes rechtfertigt.

7.2.3 Die Böenlinie

Die Verknüpfung der analytischen Möglichkeiten, die Satellitenbild und Radaraufnahme bieten, ist lediglich im Zusammenhang mit der zeitlichen Bildfolge stationärer Satelliten möglich. Die meteorologische Aussage, die durch die gleichzeitige Verwendung moderner Beobachtungstechniken gewonnen werden kann, wird in ESSA (14) am Beispiel eines Tornado-Ausbruchs vom 5. Mai 1971 über dem amerikanischen Mittelwesten erarbeitet. Die erforderliche Strömungskonvergenz, eine „trockene“ Linie, trennte warme, feuchte Maritimluft und warme, trockene Festlandsluft. Ein Subtropenjet durchschneidet dieses sehr instabile Gebiet aus Südwesten und verursachte die Heftigkeit der Wettererscheinungen.

Die Aufgabe des Synoptikers besteht zunächst darin, die Gefahrenherde der Tornadoentwicklung nach Satellitenbild und Schirmbildaufnahme des Radars festzulegen. Hierzu werden die folgenden Arbeitsgänge erforderlich:

- Jedes einzelne konvektive Wolkenfeld (cluster) entlang der Böenlinie wird lokalisiert.
- Aus dem Bodenwindfeld wird eine Stromlinienanalyse gefertigt, um die Asymptote der Konvergenz im Strömungsfeld der Grundsicht festzulegen. Diese wird gewöhnlich der Rückseite der aktiven Böenlinie parallel laufen. Die Linie des Einstromens in den Sturmkomplex innerhalb der Grundsicht ist zu markieren.
- Es ist das Gebiet zu bestimmen, wo auf der Einstromungsseite des Wolkenfeldes die Grenze des Wolkenfeldes und die Asymptote der Konvergenz zusammenfallen. Der Teil des Wolkenfeldes, der diesem Gebiet unmittelbaren Zusammentreffens anliegt, zeigt den Bereich, der für eine Tornadobildung bevorzugt erscheint.

Die Gefahrenzone kann in der Ausdehnung reduziert werden, indem man die Einstromungsgebiete der Feuchte mit dem Echomuster des Bildschirms oder mit Faksimilekarten der Radaraufzeichnungen vergleicht. Auch hier ist das Radarecho zu markieren, das mit dem Gebiet der einströmenden Feuchte verbunden ist. Dieses Echo enthält an einem spitz zulaufenden Ende das Gebiet der größten Tornadogefahr.

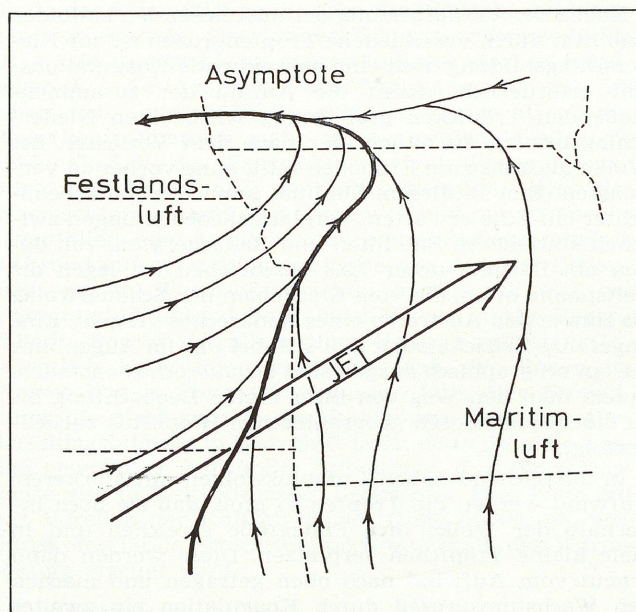


Abb. 73. Die Strömungsanalyse.

Die Gegenüberstellung dieser Strömungsanalyse (Abb. 73) mit der nachfolgenden Satellitenaufnahme ermöglicht es, die niedertroposphärischen Einstromungsgebiete jedes Wolkenkomplexes, durch einen Punkt markiert, zu bestimmen (Abb. 74).

Wir sehen sieben aktive konvektive Wolkenfelder innerhalb der squall-line. Das Gebiet jedes Komplexes, das für eine Tornadobildung bevorzugt ist, wurde durch einen Punkt markiert.

Pfeile zeigen auf die Radarechos (Abb. 75), die in der vorausgegangenen Aufnahme als Gewittergebiete ausgemacht wurden. Gebiete starker Vertikalentwicklung innerhalb der niedertroposphärischen Einstromungsgebiete jedes Wolkenfeldes können isoliert werden.

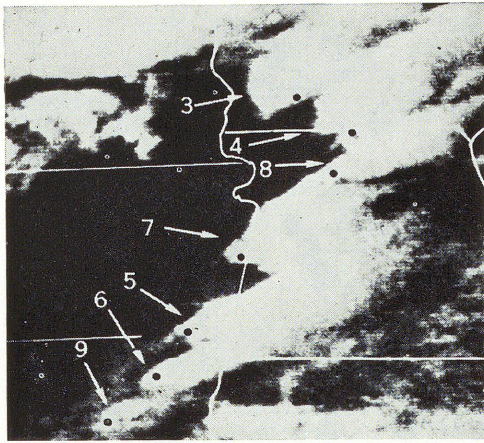


Abb. 74.

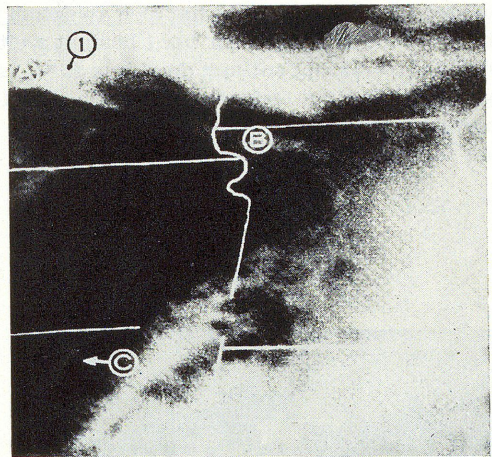


Abb. 77.

Konvektive Aktivität ist in Punkt 1 gerade sichtbar geworden; sie liegt entlang der Linie A-B (Abb. 77). An der „trockenen“ Linie entlang C-B ist bei Punkt C ebenfalls Bewölkung aufgetreten. Dies war ungefähr 2,5 Stunden bevor die Linie B-C durch Radar angezeigt und als aktive Böenlinie identifiziert wurde.

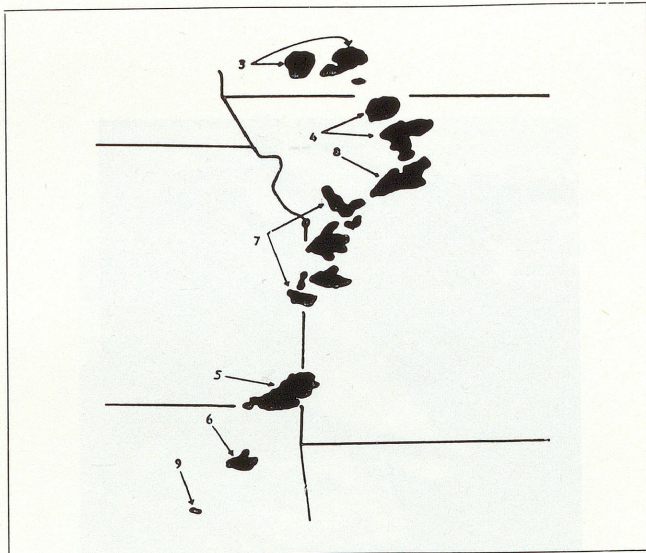


Abb. 75.

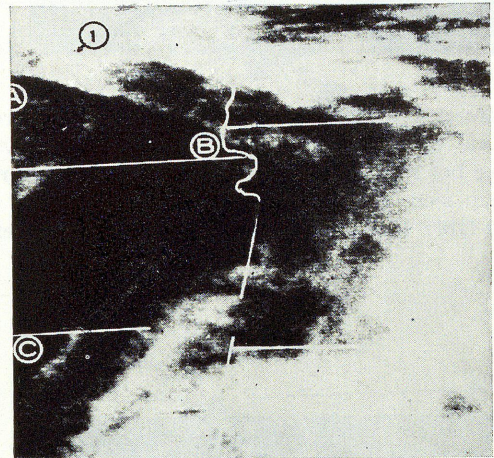


Abb. 78.

Die Bewölkung entlang der Linie B-C ist deutlich hervorgetreten, der Gewitterkomplex bei 1 bleibt sichtbar; bemerkenswert ist das Aufklaren rundherum (Abb. 78). Diese Einströmregion ist als ein Gebiet mit hohem Potential für Tornados ausgewiesen.

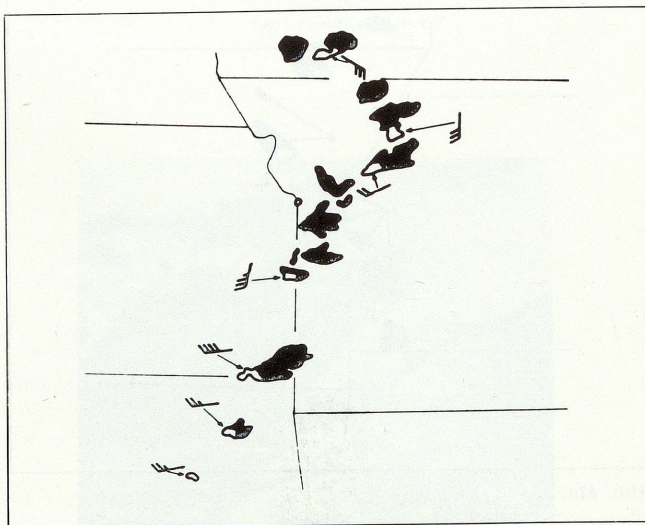


Abb. 76.

Die Tornado-Gefahrenzonen – als weißer Anteil jedes Echos – werden isoliert, indem die Information der drei vorausgehenden Aufnahmen benutzt wird (Abb. 76). Die erwartete Bewegungsrichtung jedes Gefahrenherdes, wie sie durch Radar und APT angezeigt werden, wird durch die Windpfeile angedeutet.

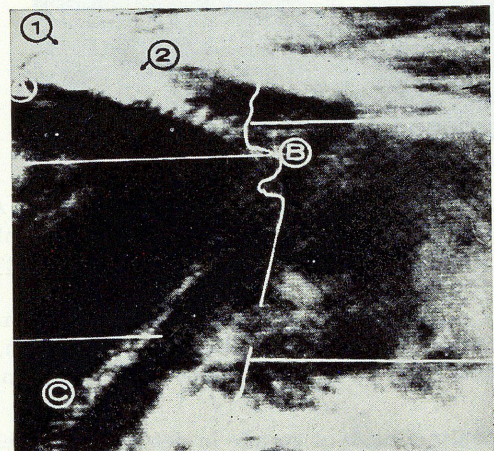


Abb. 79.

Ein zweiter Gewitterkomplex hat sich zwischen A-B bei 2 gebildet, die Tornadogefahr bei 1 besteht weiterhin (Abb. 79). Die Bewölkung entlang der Linie B-C ist nun gut ausgebildet. In dem Gebiet um C kann die Haupt-Tornado-Aktivität erwartet werden, da hier die Linie durch den Subtropenjet geschnitten wird.

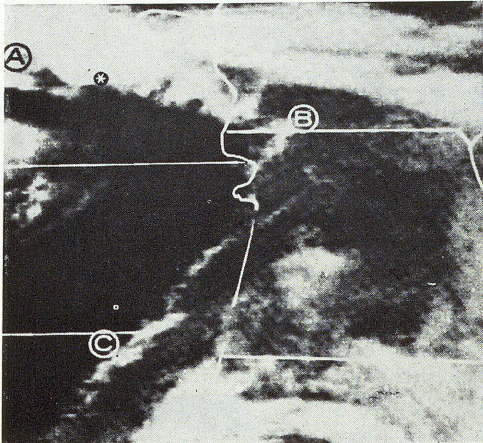


Abb. 80.

Die konvektive Aktivität hat sich entlang der „trockenen“ Linie nahe C verstärkt (Abb. 80). Die Gewitterkomplexe bei 1 und 2 haben an Größe zugenommen und vereinigen sich. Tornados wurden zwischen 2025 GMT und 2030 GMT beobachtet – durch Sternchen angezeigt.

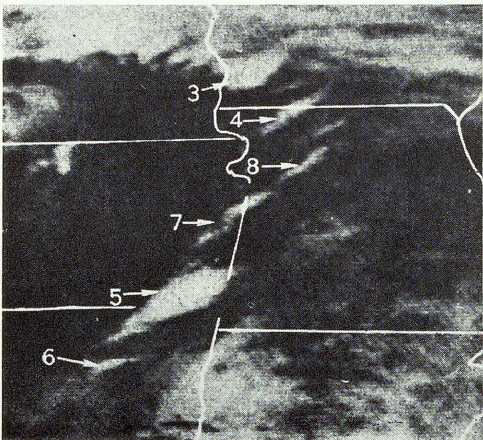


Abb. 81.

Wir sehen deutlich sechs Gewitterkomplexe im APT-Bild entlang der Trockenlinie (Abb. 81). Der Sturmkomplex bei 3 kann nahezu eine Stunde zurückverfolgt werden. Der Komplex bei 4 und der große Komplex bei 5 können bis zu 50 Minuten zurückverfolgt werden. Der Sturmkomplex bei 6 besteht seit über 40 Minuten, und die Wolkenfelder bei 7 und 8 existieren seit 25 Minuten.

Die Böenlinie beginnt gerade in der Radardarstellung Form zu gewinnen (Abb. 82).

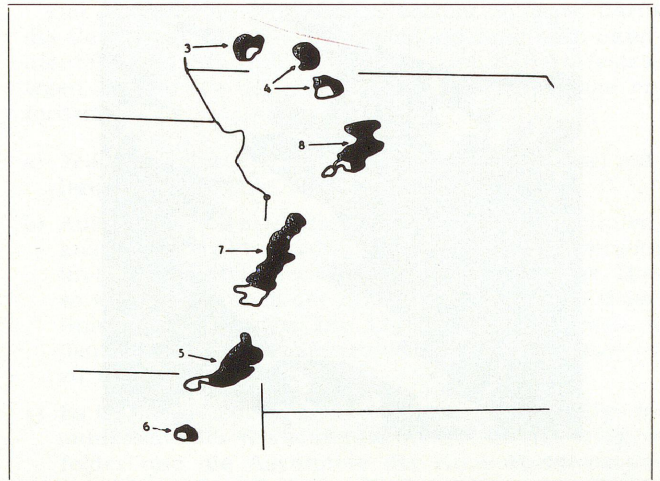


Abb. 82.

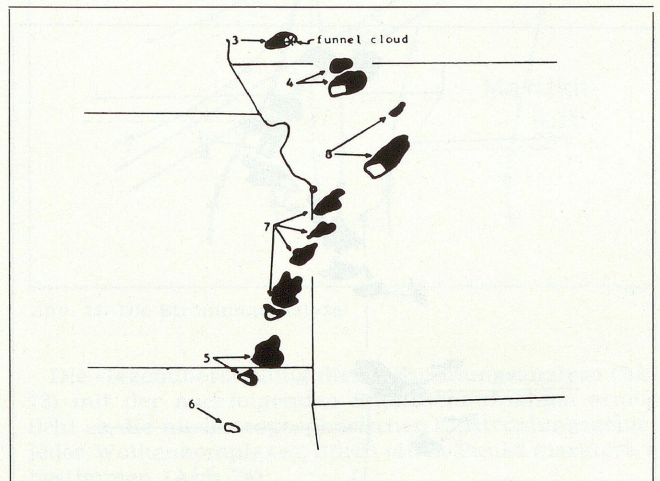
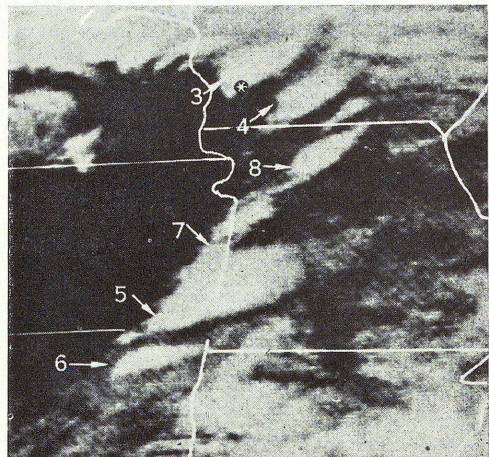


Abb. 83a, b.

Die Böenlinie ist sowohl in der Satellitenaufnahme als auch in der Radardarstellung sehr klar sichtbar (Abb. 83a, b). Die deutlichen Gebiete der Radarechos zeigen die Tornadogefahrenzonen, die durch die voraus beschriebenen Arbeitsvorgänge lokalisiert wurden. Die einzige Tornadoaktivität, die zur Bildzeit berichtet wurde, war eine Trichterwolke (funnel cloud) um 2150 GMT innerhalb des Wolkenfeldes 3.

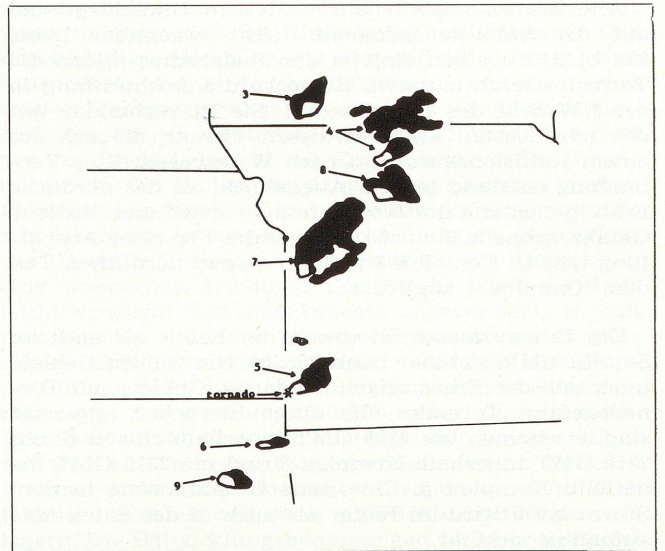
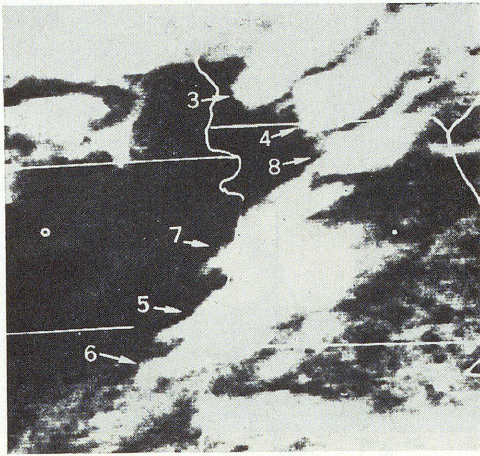


Abb. 84a, b.

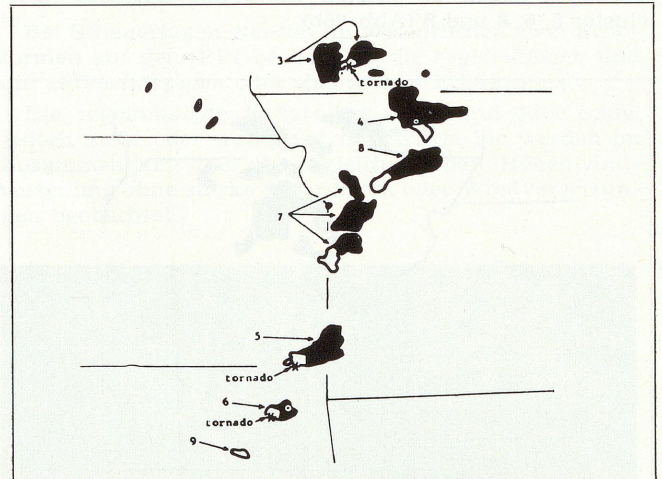
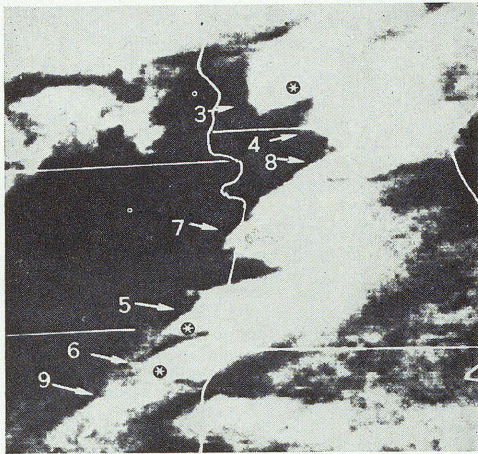


Abb. 85a, b.

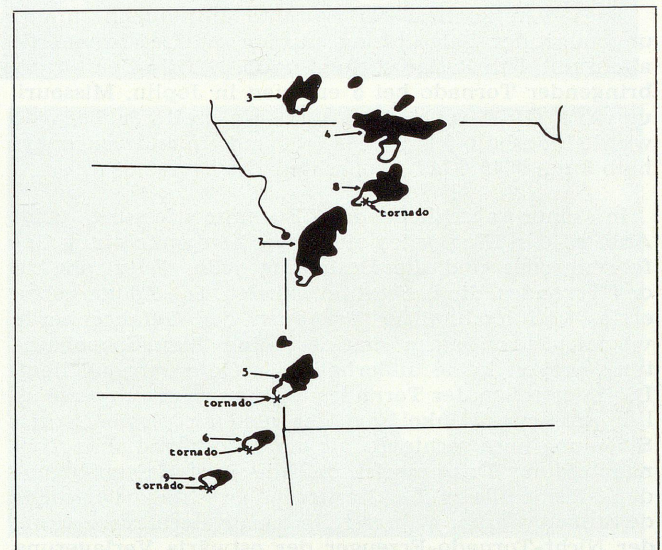
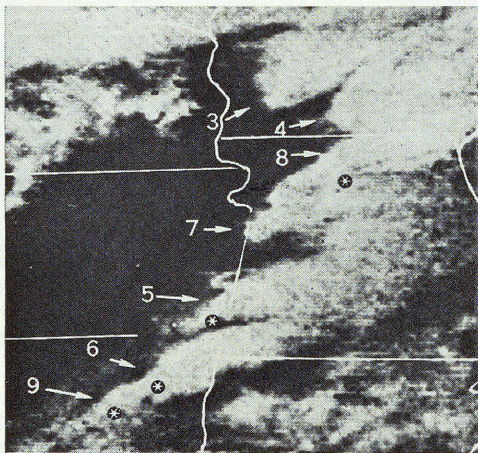


Abb. 86a, b.

Alle Sturmkomplexe sind auf dem Bildschirm und auf der Satellitenaufnahme leicht erkennbar (Abb. 84a, b). Die weißen Anteile der Radarechos bilden die Tornado-Gefahrenzonen. Bemerke die Ausbuchtung in der NW-Ecke des Komplexes 4. Sie ist verbunden mit den nördlichsten Echos in diesem cluster, die sich auf einem Kollisionskurs zu 3 nach W bewegen. Eine Verbindung entstand in dem Augenblick, als das nördliche Echo in cluster 4 das Wolkenfeld 4 verließ und die neue Gefahrenzone in 3 wurde. Der gleiche Typ einer Abspaltung tritt in Komplex 8 auf, der seinen nördlichen Teil dem Komplex 4 angliedert.

Der Echoaustausch ist sowohl im Radar als auch im Satellitenbild sichtbar (Abb. 85a, b). Die weißen Gebiete innerhalb der Echos zeigen wiederum Gebiete mit Tornadogefahr. Tornados, die durch Sternchen angezeigt sind, erscheinen um 2308 GMT innerhalb cluster 6, um 2315 GMT innerhalb Komplex 3 und um 2315 GMT innerhalb Komplex 5. Eine neue Gefahrenzone in dem Sturm bei 9 wird im Radar als auch in der Satellitenaufnahme sichtbar.

Ein signifikanter Anstieg in der Darstellung der Einzelheiten ist im APT-Bild (Abb. 86a) infolge abnehmender Sonneneinstrahlung nun nicht mehr möglich, jedoch ist ein Großteil der Wolkenfelder noch leicht erkennbar. Tornados zogen zu diesem Zeitpunkt innerhalb der cluster 5, 6, 8 und 9 (Abb. 86b).

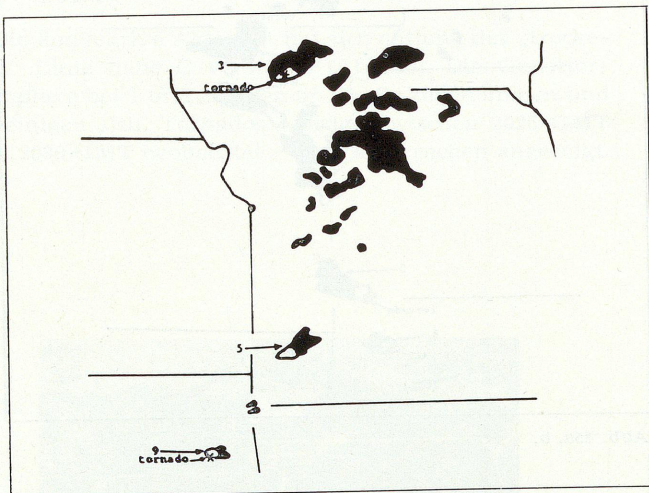


Abb. 87.

Nach dem Fortfall der Satellitenaufnahmen infolge ungenügender Beleuchtung wurden die Gefahrenherde allein mit dem Radar verfolgt (Abb. 87). Ein Zerstörung bringender Tornado bei 5 erschien in Joplin, Missouri, um 0000 GMT des 6. Mai 1971. Ein weiterer Tornado wurde innerhalb 9 um 0044 GMT und ein anderer innerhalb 3 um 0045 GMT beobachtet.

In einer abschließenden Zusammenfassung zeigt Abb. 88 den Weg jedes einzelnen Zentrums eines Gefahrenherdes und die Beziehung jeder Zugstraße zu den Tornados, die beobachtet wurden. Die Zeiten geben erstes und letztes Erkennen der Gefahrenherde wieder. Jeder Sturm markiert eine Tornadobeobachtung, wovon keine außerhalb der Gefahrenzone liegt. Die Zugstraßen der Tornados weichen in einem wesentlich größeren Winkel von der niedertroposphärischen Strömung nach rechts ab, als die der Stürme ohne Tornadobildung. Das beweist, daß die Tornados erzeugenden Stürme alle zyklonal rotierende, rechts ausweichende Stürme waren, während die leichte Rechtsversetzung der Nicht-Tornado-Erzeuger der ostwärts Verlagerung der Böenlinie entspricht.

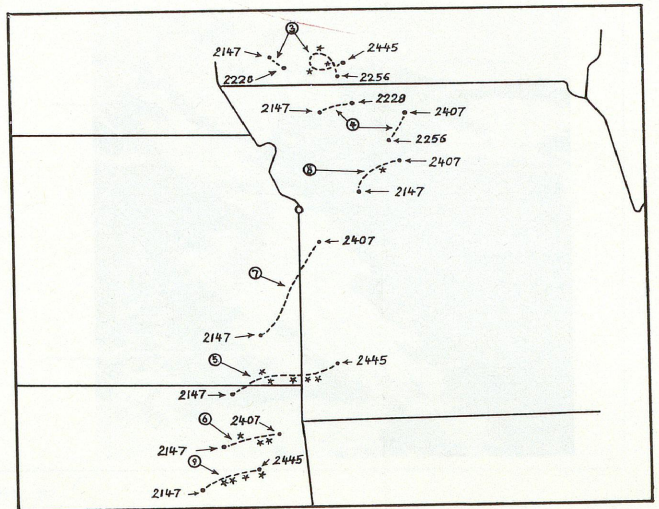


Abb. 88. Darstellung der Zugstraßen.

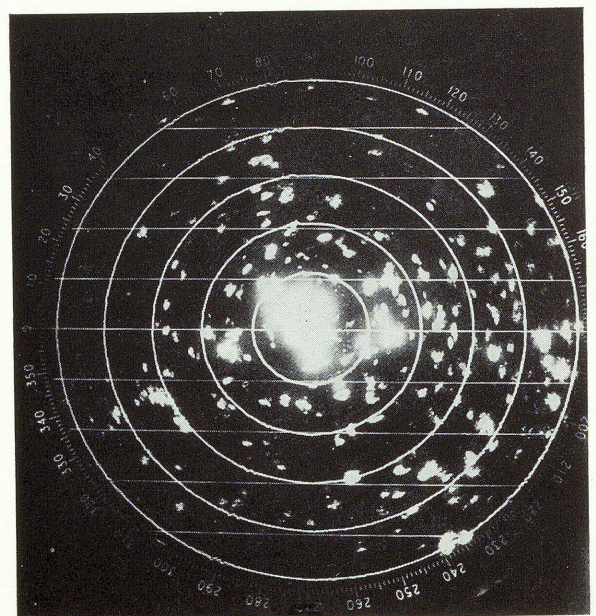


Abb. 89. Die Schauerlage auf dem PPI.

7.2.4 Der Schauer — Bewegung und Lebensdauer auf dem PPI

Auf der Rückseite ab- oder vorbeiziehender Tiefdruckgebiete wird die zweite Hauptform des Niederschlags beobachtet: Schauer und Gewitter, wobei erstere zahlenmäßig deutlich überwiegen. Mitunter kann man bei diesen Situationen über 100 Einzelechos gleichzeitig auf dem PPI feststellen, so daß ein sehr charakteristisches Bild dieser Niederschlagsart entsteht (Abb. 89). Dabei können infolge unterschiedlicher Schichtung der Atmosphäre selbst in dem als klein- oder höchstens mittelräumig anzusehenden Radarbereich durchaus asymmetrische Verteilungen der Schauerzellen auftreten. Wie die Abbildung zeigt, läßt der Radarschirm in solchen Fällen klar die Lage der labilen und stabilen Gebiete erkennen, wenn auch nur qualitativ und bezüglich der Niederschlagsbildung.

Bei Schauerlagen ist gelegentlich ein Effekt zu beobachten, die „Gruppenbildung“ der Zellen (Abb. 91). Als Erklärung für diese Erscheinung können unter anderem zwei Ursachen dienen: einmal kann man sich vorstellen, daß infolge orographischer Effekte — Übererwärmung eines größeren Erdbodenareals, Feuchteüberhöhungen über einem ausgedehnten Seengebiet — die Entstehung mehrerer benachbarter Zellen ermöglicht wird; zum an-

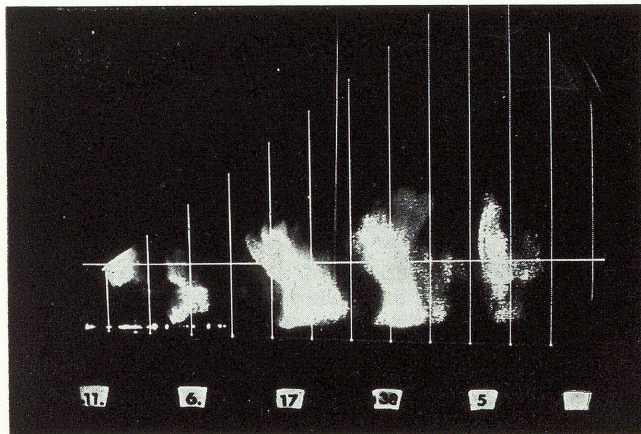
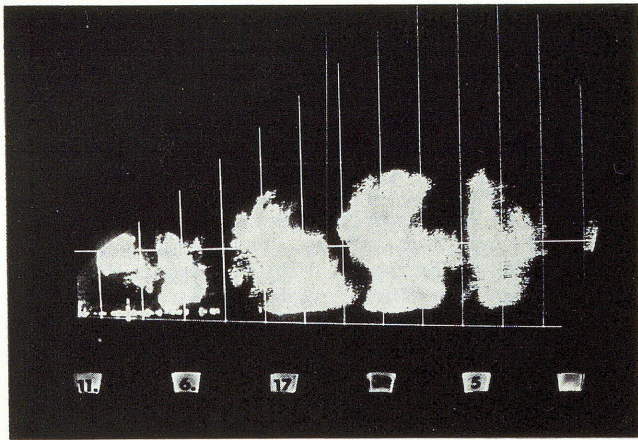


Abb. 90a, b. Die Schauerechos auf dem RHI — a) normal, b) gedämpft.

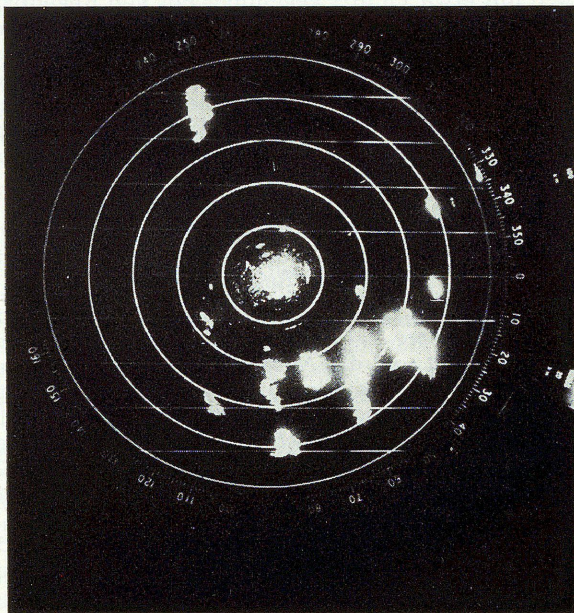


Abb. 91. Die Gruppenbildung der Schauerechos.

deren kann man den sogenannten „entrainment-Effekt“ zur Erklärung heranziehen. Dieser Effekt, in der Meteorologie als „lateral entrainment“ bekannt, berücksichtigt das seitliche Einbeziehen trockener Luft bei der Cumulus-Konvektion. Der aufsteigende Luftstrom in einer Quellwolke bezieht Luft aus der relativ kälteren Umgebung mit ein, wodurch eine Temperaturerniedrigung des Aufwindstromes eintritt. Weiterhin kommt zu der feuchtadiabatischen Abkühlung eine zusätzliche Abkühlung, die durch Verdunstung eines Teils des Flüssig-

wassergehaltes der Luft bei Mischung mit der nicht wasserdampfgesättigten Umgebungsluft entsteht. Das Ergebnis dieser Vorgänge ist nun, daß die aufsteigenden Luftmassen keine feuchtadiabatische, sondern eine größere Temperaturabnahme erfahren. Die hieraus dargestellte „Entrainment-Adiabate“ liegt folglich zwischen der Feuchtadiabate und der Zustandskurve der Umgebungsluft. Die Wolke hat daher auch einen geringeren Flüssigwassergehalt, als bei einer Änderung der spezifischen Feuchte entlang der Feuchtadiabaten. Der Effekt des „lateral entrainment“ hat somit auf die Konvektion eine bremsende Wirkung. Gleichwohl wird die Luft leicht erwärmt und mit Feuchte angereichert, so daß nachfolgende Schauerwolken bei ihrem Auftreten günstigere Entwicklungsbedingungen vorfinden. Die Gruppenbildung der Schauerzellen kann danach in einer Annäherung der Mischungsadiabate oder „entrainment-Adiabate“ an die Feuchtadiabate gesehen werden. Hiermit wird ein Tatbestand angesprochen, der im täglichen Prognosedienst meist übersehen wird, da wir keine Trajektorien zeichnen und somit auch keine Luftkörper verlagern. Die Entwicklungsbedingungen für neue Schauer- oder Gewitterzellen sind in Gebieten, in denen schon Niederschlagszellen auftraten, günstiger als in ungestörter Umgebung.

Die beiden Echoformen konvektiver Niederschlagszellen:

Bei Schauerlagen werden im wesentlichen zwei Echoformen auf dem PPI beobachtet, die *regelmäßigen* und die *unregelmäßigen* oder chaotischen Echoformen.

Die regelmäßigen Radarechos sind rund oder eckig, jedoch mehr oder weniger symmetrisch. Sie werden im Zusammenhang mit einer gleichmäßigen Höhenwindverteilung ohne starke Scherungen oder Windversetzungen beobachtet.

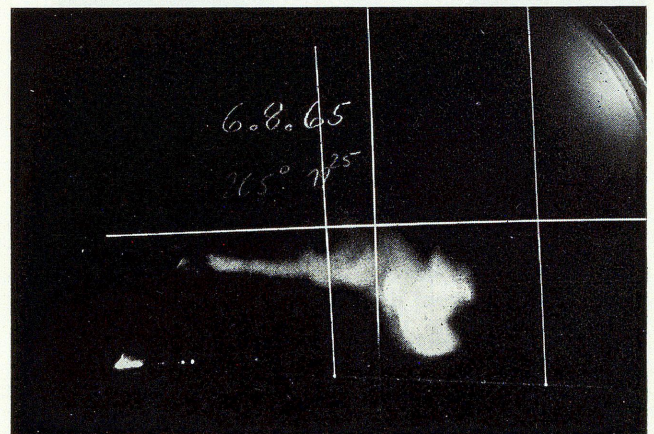
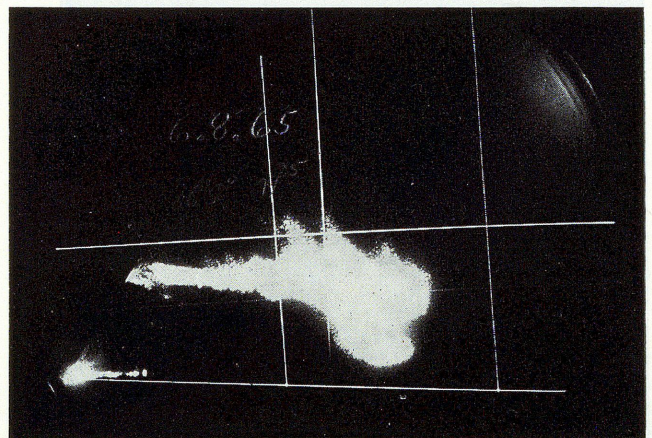


Abb. 92a, b. Das unregelmäßige Schauerecho auf dem RHI: a) normal, b) gedämpft.

Dem gegenüber stehen die unregelmäßigen Schauer-echos mit verzerrten, langgestreckten und merkwürdig gekrümmten Strukturen. Bei ihrer Entstehung können mehrere Effekte wirksam werden.

Da ist zunächst eine starke vertikale Scherung im interessierenden Höhenintervall (mittlere Troposphäre) möglich, so daß die einzelnen Wolkenpartien unterschiedlich bewegt werden. Die langgestreckten Echoformen sind hierfür ein Beispiel.

Einen starken Einfluß nehmen weiterhin die Richtungsschwankungen im vertikalen Windprofil ein. Ihre Wirkweise wird besonders im Zusammenhang mit den Vorgängen bei der Niederschlagsbildung verständlich. Da der flüssige Niederschlag in unseren Breiten hauptsächlich über die Eisphase entsteht, liegen oberhalb der Nullgrad-Grenze die Wolkenpartien, in denen Eis- und Schneekristalle mit einer geringeren Fallgeschwindigkeit – bei Schneeflocken etwa 1,1 bis 1,8 m/s – auftreten, als unterhalb dieser Grenze, wo Regentropfen unterschiedlicher Größe mit Fallgeschwindigkeiten zwischen 8–9 m/s der Erde zustreben. Herrscht nun in den Schichten oberhalb der Nullgrad-Grenze (die im Winter in Bodennähe, im Sommer in 2 bis 4 km Höhe liegt) eine starke Windscherung bezüglich der Richtung, so treten beim Ausfallen der Schneeflocken seitliche Versetzungen derselben auf, bzw. die den Niederschlag erzeugenden Wolkenpartien führen eine andere Translation (mit dem Wind in ihrem Nivcau) aus als die darunterliegenden Schichten. Besonders bei tiefliegender Nullgradgrenze oder bei sehr hoch hinaufreichenden Cb-Wolken können durch den Effekt der seitlichen Versetzung bzw. der unterschiedlichen Translation der einzelnen Wolkenpartien derartige unregelmäßige Echoformen entstehen.

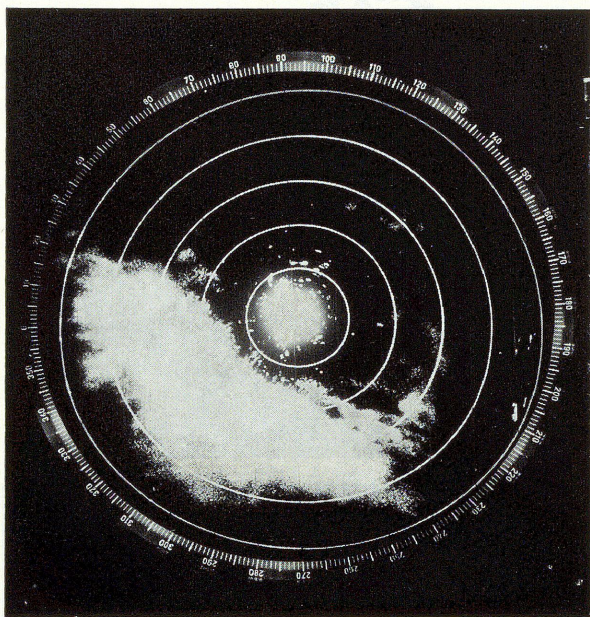


Abb. 93. Der Schneeschauer.

Der geübte Radarbeobachter ist durchaus in der Lage, bei zwei ihm vorgelegten Radarphotos, die eine Schauerlage zeigen, diejenige mit *Schnee als Niederschlag* herauszufinden, obwohl doch das Radargerät auf dem PPI nur die horizontale Verteilung der Niederschlagspartikel, nicht aber die Form derselben anzeigt (Abb. 93). Es sei noch in Erinnerung gebracht, daß trockener Schnee wegen des kleineren Wertes der Materialkonstanten $|M|^2$ in der Radargleichung nur etwa ein Fünftel der Rückstreuung von Regen hat.

Wesentlich wichtiger ist für die Praxis jedoch die Tatsache, daß die äquivalenten Niederschlagsintensitäten R (mm/h) bei den meisten Schneefällen viel kleiner sind als die Werte bei Regenfällen, besonders bei sommerlichen. So sind Niederschlagsintensitäten von $R = 5-10$ mm/h bei sommerlichen Regenschauern keine Seltenheit, während derartige Werte bei Schneeschauern kaum angetroffen werden. Die in sommerlichen Gewittern beobachteten R -Werte von 50–100 mm/h werden im Winter bei Schneefällen infolge der geringen absoluten Luftfeuchtigkeit überhaupt nicht beobachtet. Die Labilität kann aber im Winter mit Einfließen frischer Kaltluft in der Höhe durchaus beträchtlich sein. Trotzdem sind die in den Schneeschauern auftretenden R -Werte, verglichen mit denen in sommerlichen Regenschauern, nur gering. Man muß also erwarten, daß die Erfassungsreichweiten von Schneefällen deutlich unter denen von Regen liegen, was die Radarbeobachtungen bestätigen. Hinzu kommt noch, daß die Vertikalerstreckung der winterlichen Niederschlagszellen kleiner ist als die der im Sommer mitunter bis an die Tropopause reichenden Gewitter. Dadurch wird schon infolge der Erdkrümmung die Erfassung weiter entfernter Niederschläge im Winter erschwert.

Besonders bei leichten Schneefällen kann eine Vorhersage über das Ende bzw. den Anfang mittels Radar kaum gemacht werden. Es empfiehlt sich daher, bei Lagen mit um den Gefrierpunkt schwankenden Temperaturen und gefrorenem Erdboden, z. B. Glättewarnungen nach allgemeinen synoptischen Gesichtspunkten zu geben und sich nicht auf das Wetterradar zu verlassen. Gerade für die Gebiete des Radarbereichs, die in Richtung des heraufziehenden Niederschlags liegen, wird die Warnung in einem solchen Fall zu spät eintreffen.

Zur Entstehung der unregelmäßigen Echoformen, die sich bei Schneeschauern beobachten lassen, ist folgendes zu sagen. Erstens ist die Fallgeschwindigkeit der Schneeflocken mit etwa 1,5 m/s gegenüber der von Regentropfen viel geringer, und damit wirkt sich zweitens die vertikale Windänderung stärker aus; denn wegen der langsamen Fallgeschwindigkeit der Schneeflocken können diese viel eher der unterschiedlichen Windversetzung in den einzelnen Niveaus folgen als Regentropfen, die die einzelnen Schichten rasch durchfallen. Auch vermag der ohnehin unregelmäßig wehende Bodenwind wahrscheinlich noch die Form der einzelnen Schneeschauer zu beeinflussen, da die Schneeflocken dem Wind eine viel größere Angriffsfläche bieten als die kleinen, aerodynamisch günstiger geformten Regentropfen.

Die Frage nach dem Einfluß besonders starker oder besonders geringer Labilität auf die Form, die Niederschlagsintensität und die Anzahl der Schauerzellen legt folgende Antwort nahe: Die *Form* der einzelnen Schauer-echos hängt nicht wesentlich von der Stärke der Labilität ab, sondern hauptsächlich von der Art der Niederschlagsphase und der vertikalen Windverteilung. Die *Niederschlagsintensität* der Zellen richtet sich in erster Linie nach der absoluten Luftfeuchtigkeit und erst in zweiter Hinsicht nach der Labilität. Die *Anzahl* der Schauerzellen auf dem PPI dagegen hängt fast ausschließlich von der Stärke der Labilität ab, und zwar in dem Sinne, daß bei geringer Labilität nur wenige Zellen, bei großer aber einige hundert auf dem PPI sichtbar sein können. Die mittlere Größe, die Form sowie die Niederschlagsintensität der Schauerzellen können z. B. bei Lagen mit unterschiedlicher Labilität durchaus gleich sein, die Anzahl der Zellen auf dem PPI variiert aber von 1 bis 200 oder mehr. Es liegt hier also eine Art meteorologischer Selektionsmechanismus vor, der bei geringer Labilität nur die stärksten Aufwindzonen zur Schauerbildung gelangen läßt, während bei großer Labilität jedes kleine Aufwindfeld die volle Entwicklung vom harmlosen Schönwetter-Cumulus bis zum Schauer oder gar Gewitter durchlaufen kann.

Die Bewegung der Radarechos auf dem PPI ist für den Prognostiker von zweifacher Bedeutung.

- a) Wenn der Zusammenhang zwischen Radarechobewegung und Höhenwindverteilung bekannt ist, kann man zunächst auf dem PPI den für die Niederschlagsprognose wichtigen Sektor festlegen – Einstellen der Drehscheibe in Zugrichtung. Dies ist besonders bei Lagen mit luftmasseneigener Niederschlagsbildung der Fall, wo sich nach Erreichen der Auslösetemperatur innerhalb von 20 Minuten überall Schauer und Gewitter, eventuell sogar Unwetter, entwickeln können. Müßte man hier durch Beobachtung und Verlagerung der Niederschlagszellen erst die Zugrichtung und Geschwindigkeit derselben ermitteln, so würde kostbare Zeit für eine fällige Sturm- oder gar Unwetterwarnung verloren gehen.
- b) Daneben besteht bei Kenntnis des Zusammenhangs von Radarechobewegung und Höhenwindverteilung die Möglichkeit, auf Grund der Verlagerung der Niederschlagszellen auf Änderungen der Höhenströmung zu schließen. Man kann so z. B. unabhängig von Höhenwindmessungen den Durchzug eines Trogess in der Höhe an der Radarstation feststellen. Die Echobewegung läßt bei W-O-Verlagerung des Troges deutlich den Übergang von der SW-Richtung auf die NW-Richtung der Echoverlagerung erkennen.

Die Verlagerung der Schauerzellen in der Höhenströmung wird von zahlreichen Faktoren bestimmt, von denen hier nur die wesentlichsten genannt seien. Höhenlage und Vertikalerstreckung der Niederschlagszelle legen die Niveaus fest, in denen eine Verlagerung stattfindet. Wenn man bedenkt, daß schon bei einer einzelnen Gewitterzelle die Vertikalerstreckung derselben im Verlauf ihrer Entwicklung den Wertebereich von 1 oder 2 km bis 10 oder 12 km durchläuft, so ist die jeweilige Entwicklungsphase für die Begrenzung der steuernden Strömungsschicht von Bedeutung. Die mehr oder weniger starken Vertikalbewegungen in der Niederschlagszelle – gelegentlich 10 m/s – bewirken einen Austausch von Bewegungsgröße $m \cdot v$ zwischen den verschiedenen Niveaus, d. h. ein Luftteilchen wird beim Durchwandern der einzelnen Höhen jeweils die Geschwindigkeit aus der Höhe mitbringen, die es gerade verläßt.

Dieser vertikale Impulsaustausch ist aber über die Lebensspanne der Zelle hinweg nicht gleichmäßig und symmetrisch. So herrschen z. B. bei einem Schauer oder Gewitter in der Entwicklungsphase positive Vertikalbewegungen (Aufwinde) über einige Zeit vor, in der Reifephase stellen sich jedoch schon merkliche negative Vertikalbewegungen ein, die schließlich in der Auflösungsphase die gesamte Zelle umfassen. Zeitweilig, gegen Ende der Reifephase, existieren stärkere Auf- und Abwinde gleichzeitig nebeneinander in der Zelle. Man sieht, der vertikale Austausch an Bewegungsgröße innerhalb der Zelle ist sowohl ungleichmäßig in der Richtung und Stärke wie auch asymmetrisch in der horizontalen Verteilung. Man kann daher erwarten, daß es sich bei der Steuerung der Niederschlagsareale durch den Höhenwind im Prinzip nicht um einen einfachen Transportvorgang handelt, sondern man muß mit dem Auftreten von Wechselwirkungen zwischen Aufwind- und Höhenströmungsfeld rechnen. Diese Wechselwirkungen werden ersichtlich zur Folge haben, daß nicht ein bestimmtes Niveau für die Steuerung der Echobewegung verantwortlich ist, sondern ein größeres Höhenintervall in der Troposphäre dafür in Frage kommt, dessen vertikale Erstreckung mit der vertikalen Ausdehnung der Niederschlagszellen vergleichbar wird.

Als Ergebnis zahlreicher Untersuchungen unter anderem an der FU Berlin ergibt sich eine deutliche Abhängigkeit für die Verlagerung bzw. Steuerung der Bewegung von Niederschlagsgebieten oder -zellen von der Luft-

strömung der mittleren und unteren Troposphäre. Die hervortretende Übereinstimmung zwischen der Verlagerung und dem mittleren Wind des Höhenintervalls 1 bis 6 km kann einmal die Folge der ausgleichenden Wirkung des vertikalen Austauschs der Bewegungsgröße sein, sie ist ganz bestimmt ein statistisches Ergebnis, das die Tatsache wiedergibt, daß die Vertikalerstreckung der meisten Niederschlagszellen und auch der größeren Niederschlagsgebiete gerade mit dem betrachteten Höhenbereich vergleichbar ist. Aus der täglichen Beobachtung wissen wir, daß „tops“ von Schauern meist 5 bis 6 km hoch liegen, während Gewitter Höhen zwischen 8 und 10 km erreichen, Aufgleitniederschläge sind selten höher als 5 km, und Schneefälle besitzen mitunter nur eine Vertikalerstreckung von 2 km.

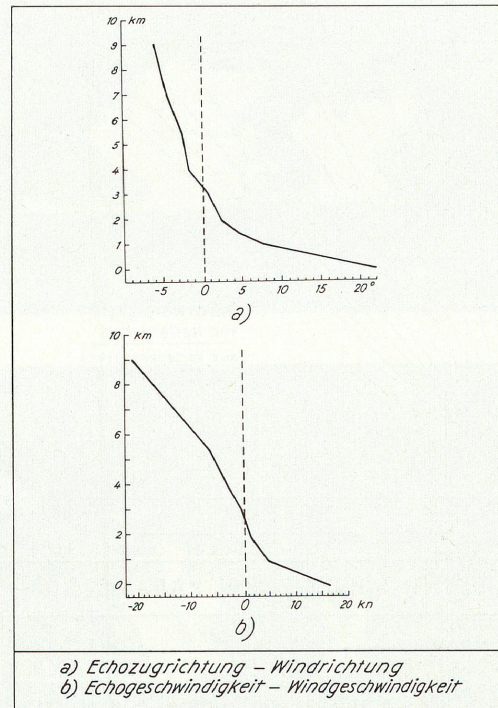


Abb. 94. Echozugrichtung und Echogeschwindigkeit.

Der Zusammenhang von Radarechobewegung und Höhenwindverteilung läßt sich in folgenden Punkten zusammenfassen:

- 1) Die Steuerung der Radarechobewegung wird nicht von einer bestimmten Schicht in der Troposphäre übernommen, sondern es kommt ein Höhenintervall größerer Erstreckung von rd. 2000–4000 m in Frage. Die Luftbewegung in geringerer oder größerer Höhe beeinflusst die Radarechobewegung nur noch indirekt über den vertikalen Austauschvorgang. Als „steuernde Niveaus“ kann man in den meisten Fällen die Schichten 2000, 3000 und 4000 m Höhe ansehen. Korrelationen ergeben für die Bewegungsrichtung eine maximale Angleichung an die Windrichtung in 3000 m Höhe entsprechend 700 mb, während die Verlagerungsgeschwindigkeit eher den Verhältnissen in 2000 m Höhe gleichkommt. Zweifellos spielen hier lokalklimatologische Gesichtspunkte eine wesentliche Rolle, da die Verlagerung konvektiver Niederschlagszellen eng mit ihrer vertikalen Erstreckung zusammenhängt.
- 2) Infolge einer stärkeren vertikalen Änderung der Windgeschwindigkeit gegenüber der Windrichtung ergibt sich für die Deutung der Radarechobewegung, daß der festgestellten Zugrichtung der Radarechos eine größere Aussagekraft zukommt als der Zuggeschwindigkeit.

- 3) Da die Bewegung der Radarechos in den meisten Fällen parallel zueinander verläuft, so daß die Bestimmung der Bewegung eines einzelnen Echos im allgemeinen auch die Bewegung der anderen, auf dem PPI sichtbaren Echos liefert, vereinfacht sich die Beobachtung. Dies ist eine Folge davon, daß der Radarbereich von wenigen 100 km im Durchmesser nur einen kleinen Ausschnitt aus dem großräumigen Strömungsfeld abbildet, in dem horizontale Änderungen der Luftbewegungen gewöhnlich nur gering sind. Lediglich bei scharfen Trögen in der Höhenkarte kann es auch innerhalb des kleinräumigen, allenfalls mittlräumigen Radarkontrollbereichs zu einer nicht-parallelen Echobewegung kommen, wodurch derartige Höhenträge auf dem PPI in ihrer Lage erkannt werden.

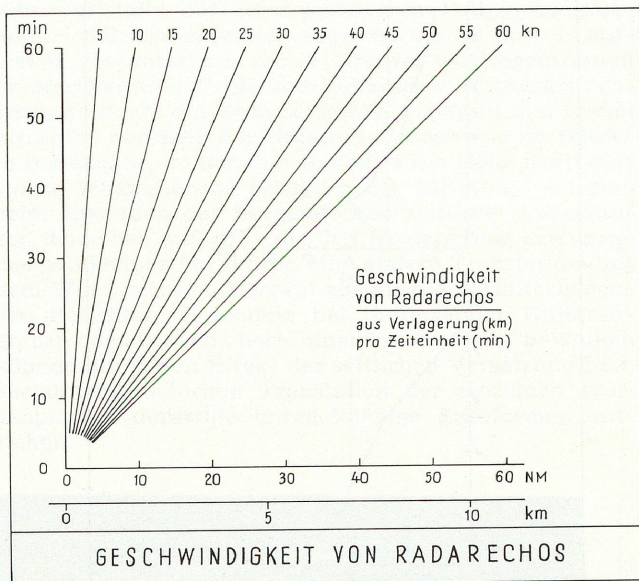


Abb. 95.

Gelegentlich kann man auf dem Radarschirm beobachten, daß eine natürliche Mittelung der Windunterschiede über das Höhenintervall der Niederschlagszelle nicht stattfindet. Dann weist die Niederschlagszelle auf dem RHI eine deutliche Neigung in Richtung des stärkeren Höhenwindes auf, d. h. die oberen Partien einer Schauer- oder Gewitterzelle eilen den unteren Teilen der Zelle voraus.

Die Beobachtung der Echobewegung auf dem PPI wird durch einen Effekt erschwert, den man in der Literatur den „propagation-“ oder „Ausbreitungseffekt“ nennt. Hiermit wird eine Entwicklung umspannt, die vom Sichtbarwerden des Echos bis zum Reifestadium reicht. Betrachtet man die Entwicklung einer Schauer- oder Gewitterzelle auf dem PPI, so findet man, daß im Moment des Sichtbarwerdens eine entstehende konvektive Niederschlagszelle nur aus einem sehr kleinen Echo von einigen 100 m Durchmesser besteht. Mitunter sieht man auch mehrere solcher kleinen Echos eng benachbart auf dem PPI auftauchen. Diese kleinen Echos, die man häufig auch neben den schon fertigen Niederschlagszellen auf dem PPI übersieht, werden innerhalb von 10 oder 20 Minuten rasch größer und bilden schließlich nach einer halben Stunde eine große Zelle von mehreren Kilometern Durchmesser. Während dieser Entwicklung gewinnt das entstehende Radarecho rasch an Ausdehnung, und zwar in beiden Richtungen der Vertikalen, d. h. nach oben und nach unten. Da hierbei das Aufwindfeld in der Schauerwolke auch an horizontaler Ausdehnung gewinnt, breitet sich die horizontale Abbildung des Zellenquerschnitts auf

dem PPI seitwärts aus. Besonders im Anfangsstadium der Bildung einer Niederschlagszelle ist dieser Effekt sehr ausgeprägt. Abstrahiert man von der fast stets vorhandenen Translation der sich entwickelnden Schauerzelle, so hat man bei Betrachtung des PPI tatsächlich den Eindruck, als ob sich der Niederschlag vom ersten kleinen Echo her wirklich nach allen Seiten hin ausbreitet. Dieser Ausbreitungseffekt ist der Grund dafür, daß der Zeitschritt zwischen zwei PPI-Beobachtungen nur einige Minuten, höchstens jedoch 10 Minuten ausmachen darf. Da sich die „scheinbare“ Ausbreitung des Niederschlags nach den Seiten hin nicht gleichmäßig vollzieht, sondern unregelmäßig, bleibt der „Schwerpunkt“ des Radarechos nicht erhalten. Es ist daher nicht möglich, etwa die Mittelpunkte entsprechender Radarechos aus den beiden Beobachtungen miteinander zu verbinden, um den Verlagerungsvektor zu erhalten. Vielmehr muß man versuchen, Echopunkte aus beiden Aufzeichnungen wiederzufinden, die vom Ausbreitungseffekt möglichst wenig beeinflusst wurden.

Von einer Lebensdauer der Niederschlagszelle kann man nur bei den konvektiven Radarechos sprechen. Bei den Flächenniederschlägen hat man es mit einer Sichtbarkeitsdauer des durchziehenden Niederschlagsfeldes zu tun. Wir müssen hierbei zwischen der Lebensspanne des Schauerchors auf dem PPI und der Lebensspanne der Schauerwolke selbst unterscheiden. Die Lebensspanne von frontal gebundenen Schauer- oder Gewitterzellen – z. B. an einer Kaltfront oder auch an einer Konvergenz – ist nicht wesentlich anders als die luftmasseneigener Zellen, d. h. was bei einer heranziehenden Front erhalten bleibt, ist nicht die einzelne Niederschlagszelle, sondern nur der auslösende Prozeß, die Zone aufsteigender Luftmassen längs der Frontlinie infolge der bodennahen Konvergenz bzw. der einsetzenenden Labilisierung. Die einzelne Niederschlagszelle durchläuft dabei denselben Lebenszyklus wie eine isolierte Zelle in einer homogenen Luftmasse. Diese Erscheinung ist übrigens für eine Reihe von Radarfehlvorhersagen bei Frontpassagen verantwortlich. Es kann durchaus bei „dünnbesetzten“ Fronten passieren, daß die z. B. für die Radarstation erwartete Schauer- oder Gewitterzelle kurz vor Erreichen derselben zerfällt, die neue Zelle dann aber schon kurz hinter der Radarstation entsteht, so daß die Front praktisch ohne Wettererscheinungen durchgezogen ist.

Die Lebensspannen selbst umfassen bei den konvektiven Radarechos das Intervall von 10 Minuten bis zu 10 Stunden. Dabei werden die großen Zahlenwerte nur bei den größten Zellen von einigen 10 km Durchmesser beobachtet, die kleinen und kleinsten nur bei den weniger als 1 oder 2 km großen Echos. Es gibt sicher auch Radarechos, die weniger als 10 Minuten auf dem PPI sichtbar sind, man denke hierbei nur an das kurzzeitige Aufleuchten kleiner Schauerzellen in der Zeitrafferaufnahme des Bildschirms.

Über die Häufigkeit der einzelnen Werte für die Lebensspannen kann gesagt werden, daß die Werte von mehr als fünf Stunden äußerst selten sind. Normale Schauerchors mit Durchmesser von 3 bis 5 km, die den Hauptteil der konvektiven Echos bilden, sind nicht länger als eine Stunde auf dem PPI sichtbar, kleinere Zellen nur 30 bis 40 Minuten. Bei den kleinsten Echos, die nur im Nahbereich erfaßbar sind, mit einem Durchmesser von weniger als 1 oder 2 km, beträgt die Lebensdauer mitunter nur 10 Minuten. Radarbeobachtungen im Nahbereich mit etwas angehobener Antenne lassen den Schluß zu, daß diese kleinsten Echos häufiger sind, als man gewöhnlich anzunehmen geneigt ist. Man hat es hier offensichtlich mit Aufwindfeldern kleinsten Querschnitts zu tun, die eine volle Entwicklung bis zum normalen Schauer- oder Gewitterecho nicht durchlaufen. Der Radarbeobachter bemerkt diese Art von Niederschlägen mehr zufällig, und damit wird die wahre

Häufigkeit bei weitem unterschätzt. Bei den Zellen von 10 und mehr km Durchmesser kann die Lebensdauer mehrere Stunden betragen, allerdings erleidet das betreffende Radarecho während dieser Zeitspanne mannigfaltige Formveränderungen, so daß letztlich die Frage offen bleibt, ob man es mit der ursprünglichen Zelle oder mit einer Neubildung zu tun hat. Sorgfältige Radarbeobachtungen zeigen hierzu, daß sich entweder größere und längerlebige Radarechos aus einer Anzahl kleiner und kurzlebiger Einzelechos zusammensetzen, die sich dauernd auflösen und wieder neu bilden, oder die Ausdehnung des ursprünglichen Echos läßt von Anfang an keinen Aufbau aus Einzelechos erkennen, auch nicht bei Zuhilfenahme von Dämpfungsmessungen.

Aus dem Gesagten geht hervor, daß eine mehr als ein- oder zweistündige Extrapolation der Zugbewegung von Schauerechos zum Zwecke einer Punktvorhersage nicht erfolversprechend ist. Besonders bei geringer Verlagerungsgeschwindigkeit ist der Effekt von Zellenneubildungen für die Radarvorhersage viel wichtiger als die Verlagerung schon vorhandener Zellen. Große, womöglich erst in Neubildung begriffene Gewitterzellen lassen sich dagegen in ihrer Verlagerung bis zu 4 oder 5 Stunden extrapolieren, in Einzelfällen auch noch darüber hinaus.

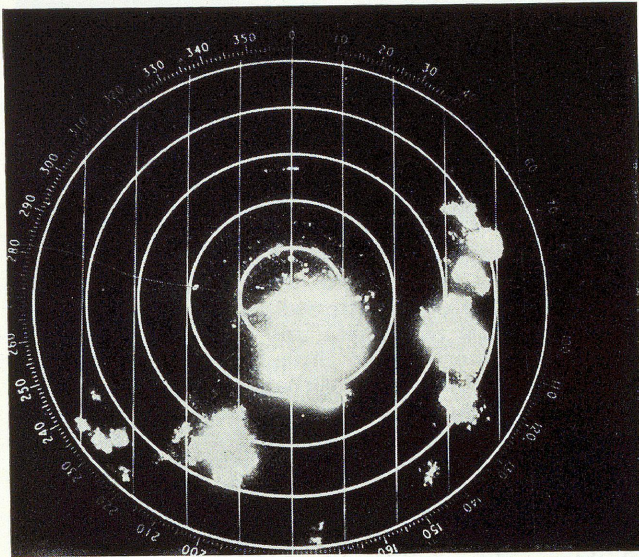


Abb. 96. Das Frontgewitter auf dem PPI.

7.2.5 Das Gewitter

Die Erscheinungsform des Gewitters auf dem Radarschirm legt ebenfalls eine Unterteilung in *Luftmassen-* und *Frontgewitter* nahe, wobei im wesentlichen an die sommerlichen Kaltfrontgewitter gedacht ist. Auch an Warmfronten kann man Gewitter beobachten, doch sind diese nicht so auffällig fronthaft angeordnet wie an Kaltfronten, sondern diffus verteilt, da die Aufgleitvorgänge an einer Warmfront ein großes Gebiet ohne scharfe Begrenzung erfassen, während sich die Aufwindfelder an der Kaltfront auf eine schmale Zone längs der Frontlinie beschränken. Eine mehr regelmäßige Anordnung geben auch die Gewitterherde innerhalb einer Okklusion wieder, ungeachtet der Vor kommen von Warm- oder Kaltfront-Okklusionen.

Prognostisch gesehen sind die Frontgewitter leichter zu erfassen, da ihr Auftreten an den Frontbereich gebunden ist. Dennoch ist auch hier volle Aufmerksamkeit geboten, da bei einem Absinken der Zuggeschwindigkeit, etwa unter 20 km/h, plötzliche Neubildungen weit vor der Front keine Seltenheit sind. Außerdem darf man bei langsamer Zuggeschwindigkeit der heran nahenden Zellen nicht vergessen, daß die Lebensdauer

einer individuellen Zelle nur eine bis drei Stunden beträgt. Es kann daher durchaus vorkommen, daß eine vor der Radarstation liegende große und intensive Gewitterzelle sich beim Durchzug an der Radarstation schon im Auflösungsstadium befindet und nur noch leichten Regen, aber keinerlei elektrische Entladungen mehr bringt. Derartige Rückentwicklungsvorgänge sind allein auf Grund des Radarbildes sehr schwer abzuschätzen; genau so ist es auch bei den plötzlichen Neubildungen.

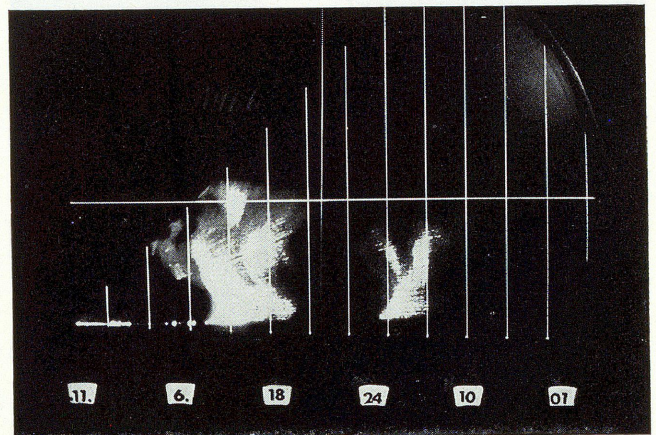
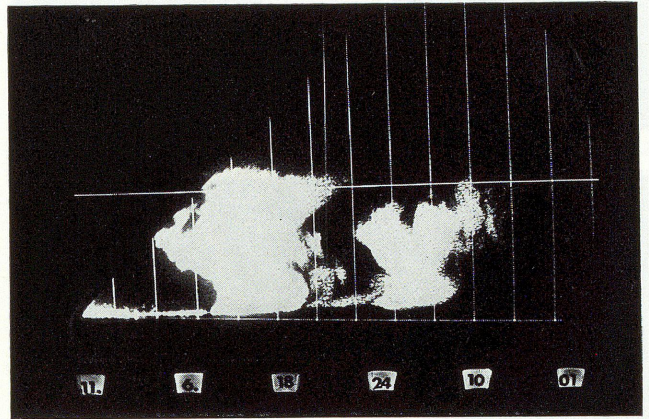


Abb. 97a, b. Das Frontgewitter auf dem RHI: a) normal, b) gedämpft.

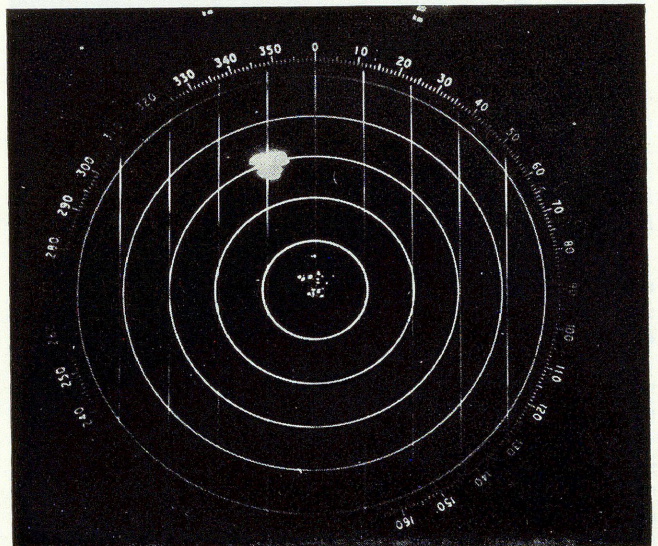


Abb. 98. Das Luftmassengewitter auf dem PPI.

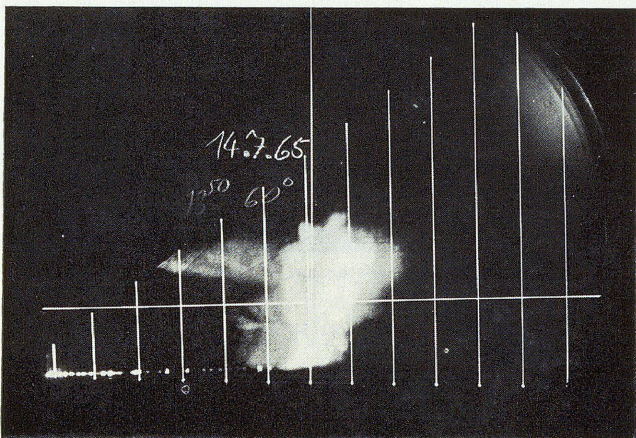
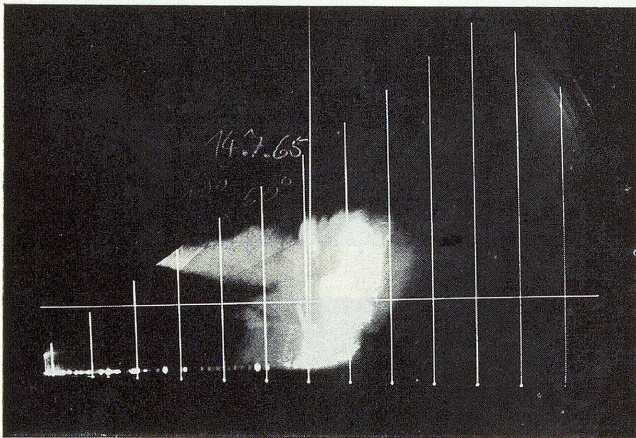
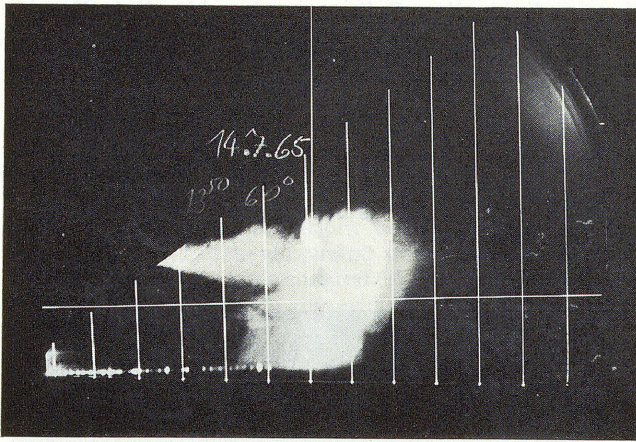


Abb. 99a—c. Das Luftmassengewitter auf dem RHI: a) normal, b) und c) gedämpft.

Die Luftmassengewitter treten in homogenen Luftmassen und nicht an Fronten auf. Sie haben infolge ihrer oft großen Vertikalerstreckung und ihrer starken Niederschlagsproduktion eine große Erfassungsreichweite — über 300 km.

Vorhersagen über die Verlagerung von Luftmassengewittern sind relativ schwierig. Bei den Frontgewittern läßt sich durch Beobachtung der Verlagerung der Frontlinie, entlang derer die Frontgewitter auftreten, der Zeitpunkt des Frontdurchgangs an der Radarstation und damit der des Auftretens von Gewittern im Prognoseraum meistens genügend genau vorhersagen, oft auf mehrere Stunden im voraus. Bei den Luftmassengewittern ist das aber nicht der Fall, da diese plötzlich überall innerhalb von einer Viertelstunde entstehen können, wenn die Labilisierung durch Erwärmung der

Grundschicht einen kritischen Wert erreicht hat. Dabei kann es natürlich vorkommen, daß sich ein Luftmassengewitter erst kurz vor der Radarstation entwickelt, so daß dann die fällige Gewitter-, Sturm- oder gar Unwetterwarnung zu spät kommt, da das Gewitter schon nach einer halben Stunde herangezogen ist. Auch bei langsam heranziehenden, schon reifen Luftmassengewittern, ist an Überraschungen zu denken. Es kann durchaus passieren, daß vor dem Gewitter Neubildungen auftreten, oder daß das Auflösungsstadium bereits weit fortgeschritten ist und das Gewitterecho vor Erreichen der Radarstation vom Bildschirm verschwindet. Um den Wert von Gewittererwartungen in der Öffentlichkeit durch zu spätes oder auch zu häufiges Absetzen nicht zu verwässern, empfiehlt es sich, bei Gewitterlagen in feuchtereichen Luftmassen sofort eine Gewitterwarnung abzusetzen, wenn die ersten Echos auf dem PPI im Nahbereich sichtbar werden. Das Radargerät erfaßt mit Erfolg nur Transportvorgänge schon vorhandener Niederschlagszellen, versagt jedoch bei Entwicklungsvorgängen.

Abgesehen von der Tatsache, daß bei gradientschwachen Lagen das geordnete Aufsteigen von größeren Luftblasen erleichtert wird, kommt es infolge der unterschiedlichen Windrichtungen bei diesen Schwachwindlagen leicht zur Ausbildung von Konvergenzen in der betreffenden Luftmasse. Obwohl die an solchen Konvergenzen ausgelösten Vertikalbewegungen ursächlich mit der Entstehung von Gewittern zusammenhängen können, ist die Identifizierung dieser Gewitterechos auf dem PPI mit den aus der Feinanalyse des Bodendruckfeldes erkennbaren Konvergenzen meist schwierig, da die entstehenden Gewitterzellen mit der Höhenströmung abtreiben und damit den Kontakt zu ihrem ursprünglichen Entstehungsgebiet verlieren, bevor sie auf dem Bildschirm zur Anzeige kommen.

Die Vorhersage der Verlagerungsgeschwindigkeit und -richtung der Gewitterherde wird durch die Tatsache erschwert, daß sich Gewitterwolken bei ihrer Verlagerung gleichzeitig entwickeln und auflösen; sie entfällt bei schwacher horizontaler Strömung in der Höhe. Entstehen in der Nähe einer vorhandenen Gewitterwolke neue Zellen, die mit der anfänglichen Wolke zusammenfließen, so kann sich das Zentrum des resultierenden Radarechos in Abhängigkeit davon, wo neue Zellen entstanden sind, fast in jeder beliebigen Richtung bewegen. Daher ist es bei windschwachen Wetterlagen sogar bei Kenntnis der Windrichtung in den oberen Schichten nicht möglich, sicher vorherzusagen, ob eine Gewitterwolke über einen Ort hinwegzieht oder nicht. In solchen Fällen sind laufende Radarbeobachtungen über Zustand und Verteilung der Radarechos für das entsprechende Gebiet notwendig. Entwickelt sich eine starke Konvektion, so kann die Umformung von Labilitätsenergie in kinetische Energie zur Bildung zyklonaler Wirbel führen, die eine Umstellung der Höhenströmung in ihrem Bereich einleiten und damit eigenen Steuerungsgesetzen gehorchen.

Die Gewitter im Reifestadium sind durch den Radarbeobachter leicht von anderen Echos zu unterscheiden. Auf dem PPI sind sie charakterisiert durch hohe Echointensitäten und scharfe Echogradienten. Auf dem RHI haben die Echos eine große vertikale Ausdehnung und ziemlich hohe Intensität innerhalb eines relativ eng begrenzten vertikalen Aufwindfeldes. Im Wachstumsstadium konvektiver Wolken werden die "bright bands" fast nie beobachtet. Sie werden jedoch gelegentlich im späteren Stadium während der Auflösung gesichtet.

Oft ist eine sichere Unterscheidung zwischen einem kräftigen Schauer und einem Gewitter auf Grund der Echointensität oder -verteilung nicht möglich. Sehen wir hierbei von der Unterstützung durch Zusatzinstru-

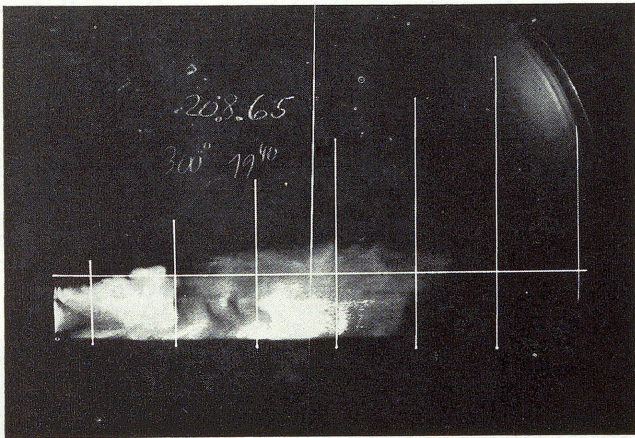
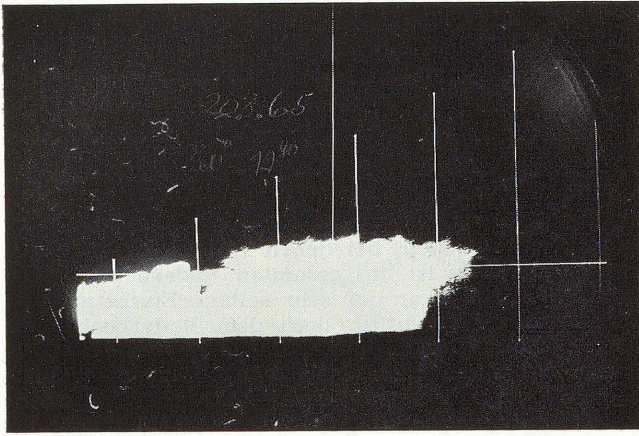


Abb. 100a, b. Die Herauslösung des Aufwindfeldes durch Dämpfung.

mente wie Sphericeiler oder Blitzzählgeräte einmal ab, so ergeben sich dennoch einige Kriterien für die Erkennung von Gewittern.

- Konvektive Echos, deren *Niederschlagshöhe* in den Sommermonaten eine gewisse Höhe innerhalb der oberen Troposphäre erreicht, weisen auf Gewitter hin;
- Konvektive Echos, die in einer *Entfernung* über 200 km hinaus von der Radarstation geortet werden, sind gewittrig;
- Konvektive Echos im Entfernungsbereich bis maximal 150 km, deren Obergrenze (tops) die Höhe der -20°C -Isotherme überschreiten, sind mit hoher Wahrscheinlichkeit gewittrig;
- Konvektive Echos mit einem starken *Echointensitätsgradienten* – qualitative Bestimmung durch Einlegen der Dämpfung auf dem PPI bzw. RHI – am Rande oder innerhalb des Echogebietes, sind mit hoher Wahrscheinlichkeit gewittrig;
- Konvektive Echos, die außerhalb des Nahbereichs mittels einer abgestimmten Iso-Echo-Einrichtung bei einem maximalen Pegelstand *schwarz getastet* werden, sind gewittrig;
- Konvektive Echos außerhalb des Nahbereichs, deren *Helligkeitsgradient* in der Iso-Echo-Darstellung besonders scharf hervortritt, sind gewittrig.

Im einzelnen können bei der Gewitterbeobachtung folgende Untersuchungen angestellt werden:

- Lage der Echos auf dem PPI nach Azimut und Entfernung;
- Verlagerung der Echos durch Bestimmung von Azimut und Entfernung in festen Zeitabständen;
- Durchmesser des Echos auf dem A-Scope bei einer Dämpfung von 0 aufwärts unter Beachtung der Verzerrung durch die Niederschlagsdämpfung;

- Vertikaler Streckung der Echos auf dem RHI möglichst außerhalb des Nahbereichs, um den Einfluß der Nebenkeulen abzuschwächen;
- Höhenwinkel für feste Entfernungen möglichst außerhalb des Nahbereichs nach RHI- oder REI-Darstellung;
- maximale Dämpfungsstufen der Echos nach PPI und RHI;
- abgegrenzte Echointensitäten durch Iso-Echo-Darstellung (METEOR 200) bzw. durch Einlegen der VIP-Pegel (EEC WR 100–5).

Die Aufdeckung vor allem der vertikalen Struktur in den zuletzt genannten Arbeitsgängen ermöglicht Aussagen über den jeweiligen Entwicklungszustand. Das Entstehungsstadium ist gekennzeichnet durch begrenzte Aufwindfelder mit hohen Tropfenzahlen im Luv der Zelle. Das Reifestadium weist ein weiteres Intensitätsmaximum durch den im Lee ausfallenden Niederschlag auf. Das Auflösungsstadium läßt mit Abschwächung des Aufwindfeldes lediglich das zweite Maximum im Lee zurück. Die Aufzeichnung der Schmelzzone weist auf eine fortschreitende Stabilisierung der Atmosphäre im Bereich der Gewitterzelle hin. Bei kontinuierlicher Beobachtung des Gewitterechos läßt sich der Kulminationspunkt in der Entwicklung der Niederschlagszelle erkennen, indem der Zeitpunkt der größten Echohöhe festgehalten wird. Das Azimut, in dem das Maximum der Gewitterzelle liegt, wird mit Hilfe der relativen Echointensität auf dem A-Scope eingestellt und während der Beobachtung nachgeführt.

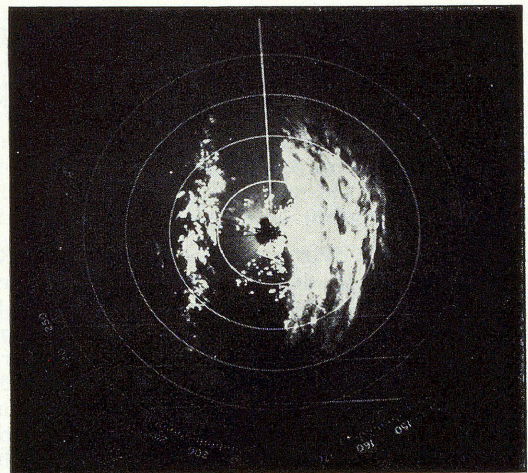


Abb. 101. Okklusion – Kaltfronttyp (Regen).

7.2.6 Die Okklusion – Kaltfronttyp

Die Okklusion vom Kaltfronttyp gehört zu den häufigsten Fronten im Sommerhalbjahr und wird auch in den Übergangsjahreszeiten beobachtet. Dies kommt daher, daß die Tiefdruckgebiete unserer Breiten in den meisten Fällen bereits stark okkludiert vom Atlantik und Westeuropa auf Deutschland übergreifen und dabei maritime Kaltluft auf ihrer Rückseite mitführen.

Bei der Radarbeobachtung ist der zweigeteilte Aufbau einer Kaltfront-Okklusion zu beachten. Der verkürzte Aufgleitschirm der abgehobenen Warmluft läßt auf dem Bildschirm den Flächenniederschlag erkennen. Dieser Flächenniederschlag zeigt Struktur, wenn die kältere Rückseitenkaltluft in der Höhe vorausseilt und dabei die aufgleitende Warmluft labilisiert. Dem Flächenniederschlag folgt der stark strukturierte konvekte Niederschlag an der von lebhaften Vertikalbewegungen begleiteten Umlagerungsfront. Aus dem flächenmäßigen Verhältnis von Flächenniederschlag und konvektivem Niederschlag lassen sich qualitative Rückschlüsse auf

die Entwicklungsphase der Okklusion ziehen, da mit fortschreitender Umwandlung in eine echte Kaltfront die Ausdehnung des Flächenniederschlags abnimmt. Bei der Annäherung einer Okklusion an die Radarstation kann dies bedeuten, daß ungeachtet der abnehmenden Streckendämpfung das vorgelagerte Gebiet des Flächenniederschlags in seiner Ausdehnung nahezu gleichbleibt.

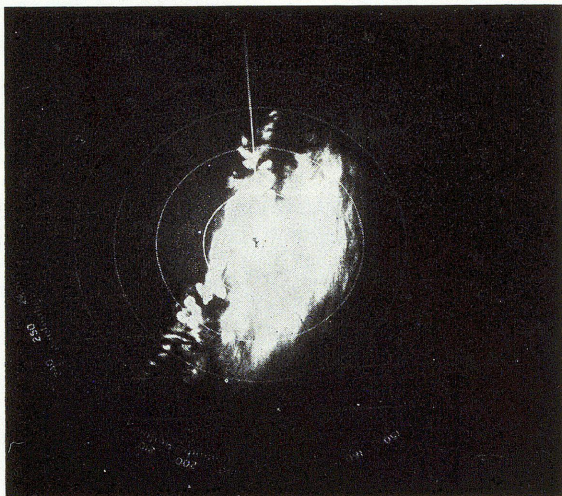


Abb. 102. Die Okklusion — Kaltfronttyp (Schnee).

Der wesentliche Unterschied in der PPI-Aufzeichnung der beiden Okklusionstypen ergibt sich somit aus den deutlichen Intensitätsunterschieden im Niederschlagsfeld. Die hiermit angesprochene Struktur ist eine Folge der stärkeren Vertikalbewegungen im Bereich der Kaltfront-Okklusion.

7.2.7 Der Kaltlufttropfen

Entsprechend dem Witterungsablauf in einem Kaltlufttropfen werden in den Frühjahrs- und Sommermonaten auf dem Bildschirm zunächst konvektive Niederschläge beobachtet. Hierbei spielt der im Zusammenhang mit Schauerniederschlägen behandelte „entrainment-Effekt“ eine wesentliche Rolle. Das zugehörige Schirmbild zeigt die als „Gruppenbildung“ bezeichnete Ansammlung von Schauerechos, die je nach der horizontalen Ausdehnung des Kaltlufttropfens oft in einem einzelnen Sektor untergebracht sind. Die Aufgleitniederschläge in einem Kaltlufttropfen zeigen die nahezu gleichmäßige Intensitätsverteilung strukturarmer Flächenniederschläge. In den Winter- und Frühjahrsmonaten ergeben sich hieraus gelegentlich länger andauernde Schneefälle, die auf dem Radarbild in ihrer streifigen, zu den Rändern hin aufgelösten Form erscheinen.

8 Besondere Erscheinungen

8.1 Die Geisterechos (Angel Echoes)

Neben den bereits angesprochenen Bodenechos (ground clutter) erscheinen auf dem PPI neben der Hauptechoform, dem Niederschlag, teilweise nicht-meteorologische Echos, als deren Ursache folgende Effekte in Frage kommen:

- Rückstreuung an Insekten oder Vogelschwärmen
- Rückstreuungen an größeren Ansammlungen von Rauch- und Dunstteilchen (auch an Flugsamen)
- Rückstreuung an beweglichen Objekten — Flugzeug, Ballon, Schiff u. s. w.

c) atmosphärische Rückstreuung bzw. Reflexion an dielektrischen Inhomogenitäten in der Luft, insbesondere an extrem scharfen, räumlich aber nur begrenzten Sprüngen des Brechungsindex. Solche Sprünge des Brechungsindex entstehen z. B. an Thermikblasen, an der Grenzfläche zwischen Wolke und umgebender Luft, an Temperatur- und Feuchteinversionen in allen Höhen sowie an Frontflächen.

Diese Geisterechos können bei wolkenlosem Wetter oder bei Situationen, bei denen Niederschlag äußerst unwahrscheinlich ist, im gesamten Radarbereich auftreten. Sie sind zwar nur sehr seltene Erscheinungen, können aber gelegentlich doch dem Radarbeobachter einiges Kopfzerbrechen bereiten, wenn auch die Verwechslung mit Niederschlägen kaum vorkommen dürfte. Die Geisterechos lassen sich meistens von echten meteorologischen Echos gut unterscheiden, da sie im Gegensatz zu diesen nicht diffus, sondern kohärent erscheinen. Je nach der Entstehung, z. B. an Bodenkongruenzen ohne Niederschlag, sind sie orstfest, oder sie werden mit dem Wind fortbewegt. Auch gibt es Diskontinuitäten, die als Welle an einer Schichtgrenze entlanglaufen, so daß sich die resultierenden Echos sehr schnell über den Bildschirm hinwegbewegen. Geisterechos, die durch die Reflexion des Radarimpulses an Brechungsindex-Inhomogenitäten entstehen, können bei leistungsschwachen Anlagen nur als schwache Erscheinungen auf dem PPI sichtbar werden, da von den eventuell vorhandenen n -Inhomogenitäten nur ein sehr kleiner Bruchteil der Energie zurückgeworfen wird.

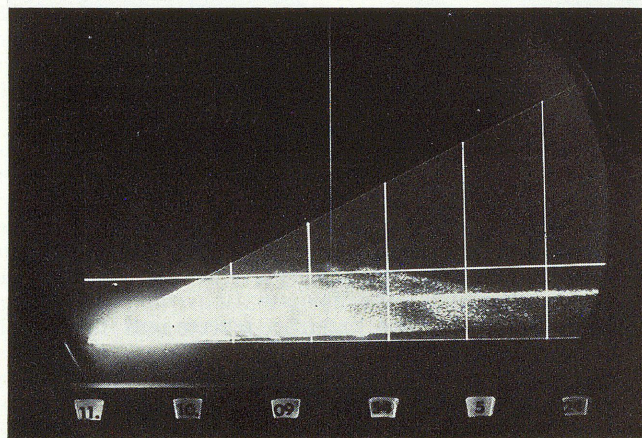


Abb. 103. Das Helle Band (bright band).

8.2 Die Null-Grad-Grenze

Die wolkenphysikalischen Prozesse in der Schmelzzone unterhalb der 0° -Grenze wurden bereits im Abschnitt über die Niederschlagsdämpfung dargelegt. Die hierauf beruhende Erscheinung des „Hellen Bandes“ hilft dem Radarbeobachter bei der Festlegung der Null-Grad-Grenze, deren Höhe lediglich zweimal am Tage in der Momentaufnahme des aerologischen Aufstiegs bestimmt wird. Zwischenzeitliche Änderungen werden nicht erfaßt, so daß die starken Schwankungen der 0° -Isotherme an Tagen mit lebhafter Tiefdrucktätigkeit begleitet von kräftigen Warmluft- und Kaltluftvorstößen, nicht erkannt werden und folglich mit großer Unsicherheit in die Prognose eingehen. Dabei ist es beispielsweise dem Piloten eines Sportflugzeuges nicht gleichgültig, wo er seinen „flight level“ wählt. Er muß einen Sicherheitsabstand von etwa 6.000 ft zur 0° -Grenze einhalten; denn so weit reicht für ihn der Bereich der Vereisungsgefahr. Es ist also von Interesse, wo der Temperaturbereich von 0° bis -12° nach unten begrenzt ist.

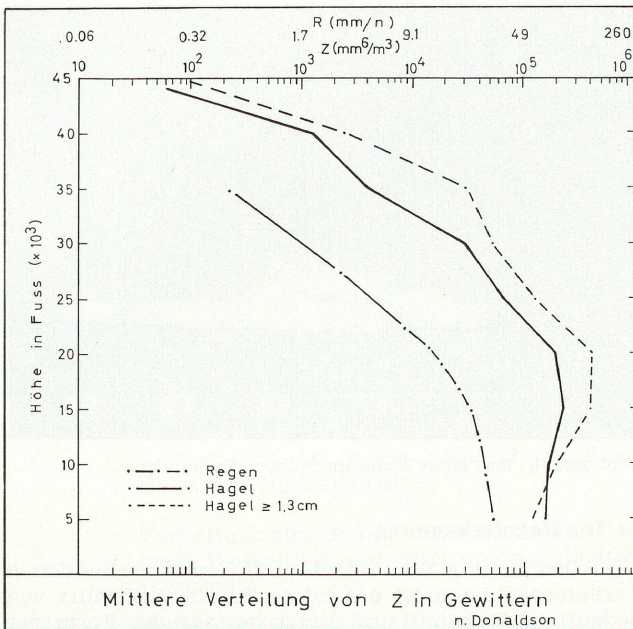


Abb. 106.

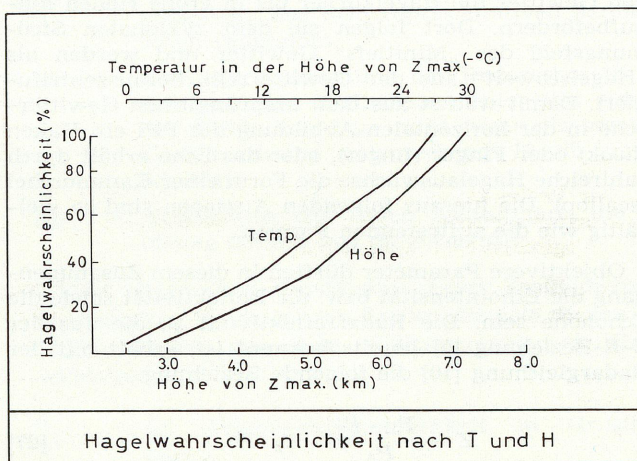


Abb. 107.

Mitteleuropa noch nicht aufgestellt worden, so daß dieser mögliche Bezug nicht ohne Bedenken herzustellen ist. Im übrigen wurden bislang mit den im DWD installierten Geräten Niederschlagsintensitäten der Größenordnung des Pegels 6 noch nicht angezeigt.

Wird die Hagelwahrscheinlichkeit auf die Höhe des Reflexionsmaximums bezogen, so zeigt sich, daß in Höhen mit Temperaturen unter -27°C stets Hagel auftritt. Desgleichen nimmt die Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Hagel nahezu linear mit der Höhe des Maximums der Reflektivität zu, bis bei etwas über 7 km 100prozentige Wahrscheinlichkeit erreicht wird. Zweifellos werden die genannten Erfahrungswerte in den einzelnen Wetterzonen der Erde unterschiedlich ausfallen. So wird beispielsweise in den Subtropen die Hagelwahrscheinlichkeit wesentlich geringer und die Höhen der Maxima bedeutend höher liegen. Die hier aufgeführten Verteilungen gelten für heftige Gewitter in den gemäßigten Breiten, wobei auch hier lokale Unterschiede erwartet werden dürfen. Daher mag es als Anregung gelten, ähnliche Verteilungen für den Bereich der BRD aufzustellen. Es darf hierbei jedoch nicht vergessen werden, die Unzulänglichkeiten der Höhenmessung entsprechend zu berücksichtigen. Hierzu gehören beispielsweise für das METEOR 200, daß die Halbwerts-

(3db)breite mit einem Fehler von 20 % (s. 6.3) in die Messung eingeht, so daß die effektive Meßkeule gleich der des EEC WR 100-5, nämlich 1,5 Grad, ist.

Weiterhin ist für die rechte Einschätzung der Meßergebnisse von Bedeutung, daß die Halbwertsbreite ein technischer Wert ist, dem in der Praxis eine Ausweitung des Strahles zu geringeren Sendeenergien folgt. Aus dem Antennendiagramm der Abb. 3 wird deutlich, daß bei Einbeziehung der ersten Nebenkeulen die Meßkeule bereits einen Öffnungswinkel von 5 Grad erhält. Damit sind besonders im Nahbereich die Nebenkeulen an der Echobildung beteiligt, so daß die theoretische Halbwertsbreite hier nicht zur Anwendung kommt. Erst außerhalb des Nahbereichs dürfte sich die geringere Leistung aus den Nebenkeulen infolge der Streckendämpfung so stark vermindert haben, daß eine bessere Auflösung zu erwarten ist. Die Aufnahmen des Hellen Bandes im vorausgegangenen Kapitel scheinen dies auch zu bestätigen, da hier eine Zone von wenigen hundert Metern zur Auflösung gebracht wird. Die mit der Entfernung zunehmende Strahlbreite setzt jedoch auch dem größeren Abstand Grenzen, so daß die günstigste Meßweite bei Entfernungen um 60 km zu liegen scheint. In diesem Abstand des Echos zur Radarstation dürften folglich die besten Meßergebnisse zu erwarten sein.

Die auf qualitative Messungen ausgelegten Radaranlagen sind in ihren Ergebnissen nicht ohne weiteres vergleichbar. Hierfür spricht allein die Tatsache, daß die erforderliche Konstanz der elektronischen Daten nicht gegeben ist. Dazu sei nur an einen Versuch verwiesen, den amerikanische Radarexperten unternahmen, indem sie mit drei Radargeräten die gleiche Gewitterzelle sondierten und dabei ungeachtet des einheitlichen Radartyps zu unterschiedlichen Höhen kamen. Dennoch empfiehlt sich für die Praxis der an sich geringe zeitliche Aufwand, mit Hilfe der Höhenanzeige RHI unter Verwendung verschiedener Dämpfungsstufen die ungefähre Lage des Z_{\max} nach Entfernung und Höhe bzw. Höhenwinkel zu bestimmen. Bis 30 nm oder 60 km kann die Höhe des Maximums über Grund nach der Beziehung

$$H = \operatorname{tg} \alpha \cdot E \quad [28]$$

aus dem Höhenwinkel α berechnet werden; ab 60 km muß die Erdkrümmung berücksichtigt werden.

Je nach Entwicklungsstadium der Gewitterzelle kann hierbei eine Vertikalverlagerung des Z_{\max} beobachtet werden. Im Entwicklungsstadium wandert das Gebiet maximaler Reflektivität in ein höheres Niveau, wo es während des Reifestadiums für längere Zeit verharret, bis mit abnehmender Vertikalbewegung auch die maximale Echointensität in niedrigere Höhen absinkt. Eine sorgfältige Beobachtung, mit dem erforderlichen Zeitaufwand betrieben, läßt somit auch Schlüsse auf den Entwicklungszustand einer Gewitterwolke zu.

Das Gebiet maximaler Reflektivität ergibt sich im übrigen nicht allein aus der Größe der reflektierenden Eispartikel. Zweifellos ist auch die flüssige Phase bei der Geschwindigkeit des Aufwindstromes noch beteiligt, indem die Eiskerne zusätzlich mit einem gefrierenden Flüssigkeitsmantel umgeben sind. Der umhüllte Eiskern gibt in seiner Gesamtheit ein stärkeres Echo als die unebene Oberfläche der Eiskristalle, eine physikalische Tatsache, die in der starken Reflektivität der Schmelzzone ihren sichtbarsten Ausdruck findet.

Der Hagelerkennung können über die genannten Parameter hinaus folgende charakteristische Kriterien dienen:

- Eine hohe Momentangeschwindigkeit bei der Zunahme des Radarechos – das Radarecho nimmt in 2 bis 5 Minuten in der vertikalen Ausdehnung um 2 bis 3 km zu.

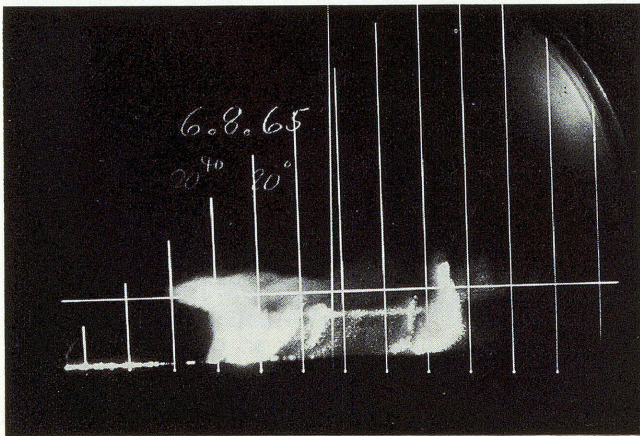
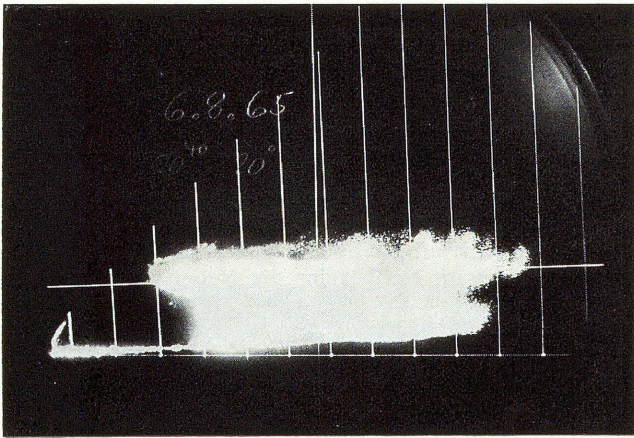


Abb. 104a, b. Das Helle Band in der konvektiven Niederschlagszelle.

Nun zeigt die Erfahrung, daß gerade bei den Niederschlagsarten mit starker Vereisung, gemeint sind die Gewitter und kräftigen Schauer, das Helle Band, wenn überhaupt, lediglich im Auflösungsstadium auftritt. Am deutlichsten hebt sich die intensive Reflexion der Schmelzzone bei Flächenniederschlägen heraus, zweifellos eine Folge der geringeren Turbulenz. Besonders nach Einlegen einer stufenweisen Dämpfung löst sich das Helle Band oft sehr eindrucksvoll aus dem ursprünglich gleichmäßig hellen Niederschlagsfeld. Die Lage des Hellen Bandes darf etwa 300 bis 400 Meter unterhalb der Null-Grad-Grenze angenommen werden. Diesen Weg muß der Niederschlag im Mittel zurücklegen, bis der Flüssigwassergehalt die für eine verstärkte Reflektivität erforderlichen $\%$ -Werte gegenüber der festen Phase erreicht hat. Wie die vorliegenden Radaraufnahmen zeigen, ist die Auflösung der wenige hundert Meter dicken Schmelzzone für die Analyse des RHI-Schirmbildes ausreichend.

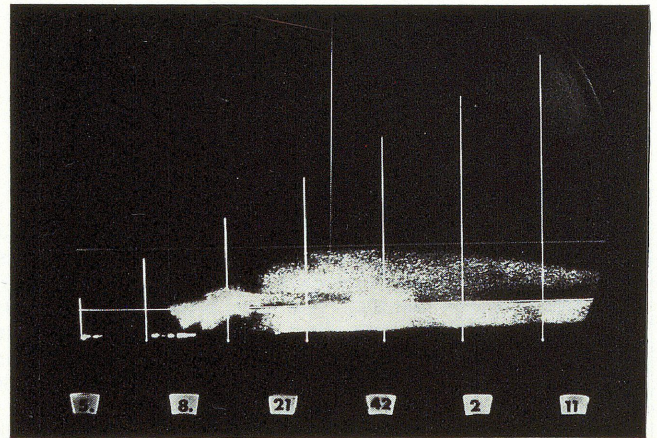
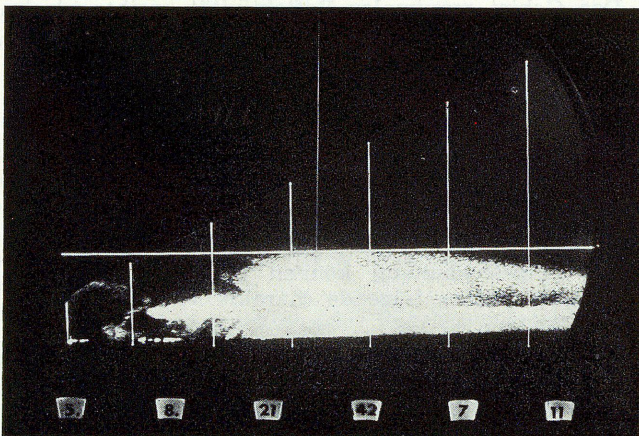


Abb. 105a, b. Das Helle Band im Flächenniederschlag.

8.3 Die Hagelerkennung

Die Erkennung von Hagel- und damit verbundenen Turbulenzgebieten ist besonders für die Luftfahrt von Bedeutung. Bekannt sind Versuche, aus der Form der Gewitterzelle auf dem Bildschirm auf die Anwesenheit von Hagel zu schließen. Es liegt hierbei die Vorstellung zugrunde, daß die extremen Aufwinde in einem kräftigen Gewitter die Hagelkörner bis in große Höhen hinaufbefördern. Dort folgen sie dem zyklonalen Strömungsfeld des „Minitiefs“ Gewitter und werden als „Hagelschweif“ aus der Gewitterzelle herauszentrifugiert. Damit wächst aus dem ursprünglichen Gewitterecho in der horizontalen Abbildung des PPI ein Haken (hook) oder Finger (finger), oder das Echo erhält durch zahlreiche Hagelauswüchse die Form einer Kammschale (scallop). Die hieraus folgenden Aussagen sind so vielfältig wie die auftretenden Formen.

Objektivere Parameter dürften in diesem Zusammenhang die Echointensität bzw. die Reflektivität sowie die Echohöhe sein. Die Radarreflektivität Z , die aus der Z - R -Beziehung [9] bereits bekannt ist, erhält mit der Radargleichung [10] die folgende Beziehung.

$$Z = \frac{P_E \cdot E^2}{P_A} \cdot C_z \quad [27]$$

\bar{P}_E als Empfangsleistung, P_A als Ausgangsleistung und E^2 das Quadrat der Entfernung des Echos zum Radar wurden mit der Radargleichung vorgestellt. Die Konstante C_z enthält die gleichen technischen Parameter und dielektrischen Faktoren wie die bereits verwendete Radarkonstante C ; lediglich der Zahlenwert ist ein wenig anders. Auch diese Beziehung [27] gilt für rückstreuende Teilchen, deren Durchmesser klein gegenüber der verwendeten Wellenlänge ist.

Unter dieser Voraussetzung läßt sich mit Hilfe einer Vertikalsondierung das Maximum der Reflektivität für Gewitter unterschiedlicher Intensität auffinden.

Wie die mittlere Verteilung der Reflektivität in Gewittern zeigt, ist bei Regen bis 15.000 ft oder 5 km eine allmähliche, dann eine schnelle Abnahme von Z festzustellen. Dort, wo Hagel beteiligt ist, liegt das Maximum der Reflektivität im Mittel zwischen 15.000 und 20.000 ft bzw. 5 und 7 km. Erst oberhalb dieses Höhenintervalls nimmt auch die Reflektivität bei Gegenwart von Hagel deutlich ab. Gleichzeitig entnehmen wir der Darstellung, daß die Hagelwahrscheinlichkeit bei Z_{\max} größer $10^5 \text{ mm}^6/\text{m}^3$ entsprechend einer Niederschlagsmenge über 50 mm/h sehr hoch ist. Der VIP-Pegel 5 des EEC WR 100-5 würde hiernach mit Aufleuchten des Kontroll-Lichts ein aktuelles Hagelvorkommen anzeigen. Leider sind entsprechende Beobachtungsreihen für

- b) Die tatsächliche maximale Echohöhe ist zum Zeitpunkt des Entwicklungsmaximums im Vergleich zur berechneten Konvektionshöhe um 2 bis 3 km höher. Dies dürfte eine Folge der freiwerdenden latenten Wärme beim Gefrieren des Wassers in der Zone des Hagelwachstums sein.
- c) Eine vergleichbar höhere maximale Reflektivität als Schauerwolken des gleichen Tages.

Zusätzlich lassen sich aus der Literatur eine Vielzahl von Kriterien anführen, von denen vor allem die aus den östlichen Nachbarländern von Interesse sein dürften.

Die folgende Zusammenstellung gibt hiernach die wesentlichsten Radarkriterien für die Hagelgefahr wieder.

H_m	– maximale Höhe des Radarechos auf dem RHI
t_{H_m}	– Temperatur der freien Atmosphäre, die der Höhe von H_m entspricht
$\frac{h^-}{h^+}$	– Verhältnis zwischen unterkühltem und warmem Wolkenteil nach RHI und aerologischem Diagramm
H_{z_m}	– Höhe der maximalen Radarreflektivität über Grund auf dem RHI nach Einlegen der maximalen Dämpfung
$t_{H_{z_m}}$	– Temperatur der freien Atmosphäre, die H_{z_m} entspricht, aus dem repräsentativen aerologischen Diagramm
dh	– vertikale Ausbreitung des Radarechos in der Höhenanzeige RHI, dessen Intensität sich in der Größe von Z_{max} nicht mehr als um eine Größenordnung entsprechend 10 db unterscheidet
t_{dh}	– Temperatur der freien Atmosphäre, die der oberen Grenze von dh entspricht

Dem allgemeinen Verständnis dieser Zusammenstellung dürften die folgenden Zahlenbeispiele dienen, die Meßergebnisse aus dem südosteuropäischen Raum widerspiegeln.

$\frac{h^-}{h^+}$	= 4,6 (Hagelwahrscheinlichkeit in Grusinien 100 ‰)
	= 2,6 – 2,8 (Maximum der Häufigkeit des Radarkriteriums)
H_{z_m}	= 5,5 – 6,0 km für Bulgarien (max. Häufigkeit von H_{z_m})
	= 6,5 – 7,0 km für Grusinien
dh	= 6,3 km für Bulgarien
	= 8,3 km für Grusinien (entspricht t_{dh} von 12° C)
t_{dh}	= –54° C für Grusinien

Die einzelnen Hagelkriterien unterliegen starken jahreszeitlichen und geographischen Einflüssen. So dürften die angegebenen Zahlenbeispiele für den Bereich der [BRD] selbst in den Hochsommermonaten zu hoch liegen. Ergänzend muß abschließend noch der bereits erwähnte Gradient der Echointensität bzw. der Echohelligkeit als Kriterium für die Hagelerkennung genannt werden.

9 Fragen zur Radarmeteorologie (Radartest)

Wenn Sie diesen Leitfaden gelesen haben, können Sie das erworbene Wissen in dem folgenden Radartest überprüfen. Dabei sind wesentliche Begriffe aus der Radarmeteorologie als Füllworte einzusetzen. Die Leerstellen sind durch die Numerierung des Abschnitts ausgefüllt, in dem der gesuchte Begriff enthalten ist.

Radartest

Das Wetterradargerät dient zur Ortung von konvektiven und stratiformen – 7 – und nicht von Wolken. Die – 7 – reflektieren die ausgesendete elektromagnetische Energie innerhalb des – 2.2 –.

Das – 2.2 – ist in seiner Ausdehnung von der Entfernung zur Radarstation, der Strahlbreite und der – 2.1 – abhängig.

Die halbe – 2.1 – ist derjenige Abstand, den theoretisch zwei Niederschlagsgebiete voneinander einnehmen müssen, damit sie noch eine – 4 – erfahren.

Die radiale – 4 – ist eine – 4.1 –, die horizontale und die vertikale – 4 – ist eine – 4.2 –, die besonders für die Messung auf dem – 5.2 – von Bedeutung ist.

Die Darstellungsart des – 5.2 – ermöglicht eine vertikale Sondierung der Niederschlagsgebiete, die bei einer Entfernung von – 8.3 – km die besten Werte verspricht.

Die Entfernung von – 8.3 – km liegt am Ende einer Strecke, auf der die – 2.5 – besonders stark ansteigt.

Die – 2.5 – und die – 2.6 – bewirken ein Ausblenden der leeseitigen Niederschläge bei Starkregenfällen.

Die – 2.6 – macht sich am stärksten bei der – 6.3 – cm-Welle bemerkbar, sie ist schon wesentlich schwächer bei der – 6.3 – cm-Welle, und sie ist vernachlässigbar bei der 10-cm-Welle.

Das im DWD verwendete Radargerät METEOR 200 arbeitet mit der – 6.3 – cm-Welle, das EEC WR 100–5 benutzt die – 6.3 – cm-Welle.

Die benutzte Wellenlänge ist von Einfluß auf den – 4.2 – des Reflektors.

Der Reflektor ist ein Paraboloid, so daß eine rotationssymmetrische – 2.1 – die Atmosphäre nach meteorologischen Zielen absucht.

Das Niederschlagsfeld, das die – 2.1 – in der Horizontalen abtastet, kommt auf dem – 5.1 – zur Darstellung.

Die Vertikale wird auf dem – 5.2 bzw. 5.3 – aufgezeichnet.

Die Koordinaten des – 5.1 – sind Azimut und Entfernung (Polarkoordinaten), diejenigen des – 5.2 bzw. 5.3 – sind Entfernung und Höhe bzw. Höhenwinkel.

Auf allen Darstellungsarten können die analytischen Hilfen wie – 6.1.3 –, – 6.1.3 –, – 6.2.3 – und – 6.2.3 – sowie STC und FTC zur Anwendung kommen.

Die analytischen Hilfen dienen der Strukturanalyse, während auf der A-Anzeige zusätzlich die – 5.4 – und der – 5.4 – bestimmt werden können.

Die A-Anzeige ermöglicht gleichzeitig einen Vergleich relativer Echointensitäten und hilft bei der Festlegung des – 2.6 –. Das – 2.6 – legt für die 3,2-cm-Welle bei starken Niederschlägen wesentlich näher zur Radarstation als das wahre Niederschlagszentrum.

In der vertikalen Darstellung ist die Auffindung des Niederschlagsmaximums bei Flächenniederschlägen durch den Effekt des – 2.6 – erschwert.

Der geübte Radarbeobachter benutzt diesen Effekt des – 2.6 – jedoch zur Auffindung der – 8.2 –, die etwa 300 bis 400 m oberhalb des – 2.6 – liegt.

Das – 2.6 – ist am deutlichsten in – 7.1 – nach Einlegen einer Dämpfung zu erkennen.

Die – 7.1 – sind infolge der – 2.6 – (vor allem 3,2-cm-Welle) und der auf größere Entfernung stark abnehmenden – 2.4 – ein undankbares Beobachtungsobjekt.

Die - 2.4 - nimmt in Flächenniederschlägen mit der Höhe deutlich ab, so daß infolge der - 3 - die stärker reflektierenden unteren Niederschlagspartien nicht mehr erfaßt werden.

Infolge der - 3.1 - hebt der Radarstrahl mit zunehmender Entfernung aus der Grundschicht ab.

Lediglich bei starker - 3.2 - verläuft die Strahlachse nahezu parallel der Erdoberfläche.

Die - 3.2 - ist an Feuchteabnahmen und Temperaturzunahmen gebunden, die übernormal sind, und sie bewirkt eine Ausdehnung der - 5.5 -.

Literatur

- (1) ATLAS, D.; BANKS, H. C.: The interpretation of microwave reflections from rainfall. *J. Meteor.* 8 (1951) S. 271-282.
 - (2) ATTMANNSPACHER, W.; ANIOL, R.: Erste Versuche einer quantitativen Niederschlagsmessung mittels Radar am Hohenpeißenberg. *Ann. Meteor. (N. F.)* Nr. 5 (1971) S. 221-223.
 - (3) ATTMANNSPACHER, W.: Grundsätzliche Probleme und Möglichkeiten der quantitativen Flächenniederschlagsmessung mittels Radar. *Ann. Meteor. (N. F.)* Nr. 6 (1973) S. 282-288.
 - (4) ATTMANNSPACHER, W.: Eine Methode zur halbautomatischen Flächenniederschlagsmessung mit einem X-Band-Radar. *Arch. Meteor. Geophys. Bioklimat. Ser. B*, 22 (1974) S. 27-38.
 - (5) BATTAN, L. J.: Radar und Wetter. Band W 22 der Sammlung NATUR UND WISSEN, Großband.
 - (6) BATTAN, L. J.: Radar observation on the atmosphere. *Uni. of Chicago Press*. 1973.
 - (7) BREUER, L. J.: Das Wetterradar als wichtiges und preiswertes meteorologisches Meßgerät und als Baustein eines Niederschlags-Meßnetzes der Zukunft. *Ann. Meteor. (N. F.)* Nr. 6 (1973) S. 121-129.
 - (8) BREUER, L. J.; SCHEIDTMANN, E.; RUPRECHT, E.: Messung der Beziehung zwischen Radarreflektivität und Niederschlagsrate mit einem speziell entwickelten Radarsystem in Bonn. *Ann. Meteor. (N. F.)* Nr. 6 (1973) S. 293-298.
 - (9) BREUER, L. J.; SCHEIDTMANN, E.; RUPRECHT, E.: Vergleichende Untersuchung der in Bonn gemessenen Radarreflektivitäten, Regenintensitäten und Tropfenspektren. *Ann. Meteor. (N. F.)* Nr. 6 (1973) S. 299-302.
 - (10) BREUER, L. J.: Das Prinzip des Radar. *Promet* Nr. 3 (1974) S. 1-13.
 - (11) CZERWINSKI, N.: Anwendung von Tropfenspektren. *Promet* Nr. 3 (1974) S. 14-15.
 - (12) CZERWINSKI, N.: Das Tropfenspektrum: Ein Mittel zur Beschreibung der Niederschlagsstruktur. *Promet* Nr. 4 (1972) S. 19-21.
 - (13) Deutscher Wetterdienst: Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst Nr. 6 (1973), 2. verm. u. verb. Aufl. Instrumentenkunde, Abschn. 12: Das Wetterradargerät.
 - (14) ESSA: Supplement, Washington 1971, to ESSA Techn. Rep. NES-51: Application of meteorological satellite data in analysis and forecasting. *US Dept. Commerce, ESSA, Wash.* 1969.
 - (15) GUNN, R. T. H.; EAST, T. W. R.: The microwave properties of precipitation particles. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 80 (1954) S. 522-545.
 - (16) GUNN, K. L. S.; MARSHALL, I. S.: The distribution with size of aggregate snowflakes. *J. Meteor.* 15 (1958) S. 452.
 - (17) KLAUSER, L.; MALKOWSKI, G.; SCHERHAG, R.: Die mathematisch-technischen Grundlagen für den Einsatz des Radargerätes in der Meteorologie. *Meteor. Abh. Inst. Meteor. Geophys. Freie Univ. Berlin*, Bd. XXI, H. 1-4, 1961/62.
 - (18) KLAUSER, L.; MALKOWSKI, G.; SCHERHAG, R.: Zum Einsatz des Radargerätes in der Meteorologie, Beispiele ausgewählter Fälle. *Meteor. Abh. Inst. Meteor. Geophys. Freie Univ. Berlin*, Bd. XLI, H. 1-4, 1963/65.
 - (19) KOSTAREV, V. V.; CHERNIKOV, A. A.: Zur Erhöhung der Genauigkeit der Niederschlagsmessung mittels Radar. *Z. Meteor.* 22, Nr. 1-5 (1971) S. 73-76.
 - (20) LEESE, H.: Grundlagen des Wetter-Radar. Nur für den Unterricht bei der Geophys. LehrGrpBw, Fürstentfeldbruck 1970.
 - (21) MALKOWSKI, G.: Kleinräumige Superrefraktionsercheinungen hinter einem abziehenden Gewitter. *Meteor. Rdsch.* (1958) S. 141.
 - (22) MALKOWSKI, G.: Betriebserfahrung mit dem Berliner Wetter-Radargerät. *Arch. Meteor. Geophys. Bioklimat. Ser. A*, 10 (1958) S. 355.
 - (23) MALKOWSKI, G.: Die Verwertung des Wetterradars bei Niederschlagsprognosen. *Arch. Meteor. Geophys. Bioklimat. Ser. A*, 12 (1962) S. 454-473.
 - (24) MARSHALL, I. S.; PALMER, W. M.: The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.* 5 (1948) S. 165-166.
 - (25) WEXLER, R.; ATLAS, D.: Radar reflectivity and attenuation of rain. *J. appl. Meteor.* 2 (1963) S. 276-280.
 - (26) WMO: Use of ground-based radar in meteorology. *Technical Note No. 78, WMO-No. 193. TP. 99, Geneva* 1966.
 - (27) WMO: Use of weather radar for aviation. *Technical Note No. 110, WMO-No. 264. TP. 148, Geneva* 1970.
- Zusätzlich:
- (28) BOPP, W.; PAUL, G.; TAEGER, W.: Radar. *Fachverlag Schiele & Schön, Berlin* 1962.
 - (29) BÖHM, H.: Einführung in die Radartechnik. *VEB-Verlag Technik, Berlin*.
 - (30) BOWEN, E. G.: Radar, Grundlagen und Anwendung. *VEB-Verlag Technik, Berlin*.
 - (31) DEUTSCHER WETTERDIENST: Handbücher der im DWD verwendeten Wind-Wetter-Radargeräte von Selenia und Enterprise Electronics Corporation.
 - (32) FINK, C.: Einführung in die Radartechnik. *IA München*.
 - (33) FISCHER, H. J.: Radartechnik. *Buchverlag Leipzig*.
 - (34) MEINKE, H. H.; GROLL, H.: Radar. *Reclam-Band 8824/25*.
 - (35) PENROSE, T.; BOULDING, R. S. H.: Grundlagen und Praxis der Radartechnik. *Verlag Berliner Union, Stuttgart*.
 - (36) SKOLNIK, M. I.: Introduction to radar systems. *McGraw-Hill Book Company* 1962.
 - (37) WERNICKE, H.: Lexikon der Elektrotechnik. Englisch-Deutsch, Deutsch-Englisch, Rhode & Schwarz, Verlag Wernicke, Peisenhofen.

Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst

Nr. 1:

Allgemeine Meteorologie. 2. erw. Aufl. (Nachdruck)
(P. Bohr, P. Hess, Th. Meissner, C. Pflugbeil)
Offenbach (M.) 1974.

Nr. 2:

Grundlagen der Wettervorhersage.
Synoptische Methoden.
(H. Mollwo). Offenbach (M.) 1964 (vergriffen).

Nr. 3:

Satelliten-Meteorologie.
(H. Regula). Offenbach (M.) 1971.

Nr. 4:

Wetterbeobachtung.
(K. Schneider u. A. Schnell). Offenbach (M.) 1967 (vergriffen).

Nr. 5:

Seewetterdienst und Maritime Meteorologie.
(H. Markgraf). Offenbach (M.) 1965.

Nr. 6:

Instrumentenkunde.
2. vermehrte und verbesserte Auflage.
(Zahlreiche Bearbeiter). Offenbach (M.) 1973.

Nr. 7:

Das Wetterradar.
(G. Olbrück). Offenbach (M.) 1975.
